

VERMESSUNG DES ERDMAGNETISCHEN FELDES (ΔZ)
LÄNGS PROFILEN IN NORDOST-UND OST-ISLAND
UND DER VERSUCH DER INTERPRETATION UNTER
BERÜCKSICHTIGUNG GESTEINSMAGNETISCHER
UNTERSUCHUNGEN

Helmut Becker

1970



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Vermessung des erdmagnetischen Feldes (ΔZ) längs Profilen
in Nordost- und Ost-Island und der Versuch der Interpretation
unter Berücksichtigung gesteinsmagnetischer Untersuchungen

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
des
Fachbereiches Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt
von
Helmut Becker

Februar 1978



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel

2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister

Tag der mündlichen Prüfung: 7. Juni 1978

Meinen Eltern

Inhaltsverzeichnis

1. <u>Einleitung</u>	1
1.1 'seafloor-spreading'	1
1.2 Evolution und Großstrukturen des Nordatlantik	5
1.3 Abriß der Geologie Islands	12
1.4 Überblick über geophysikalische Untersuchungen auf Island	17
1.4.1 Flug und Seemagnetik	18
1.4.2 Polarität der Magnetisierung der Laven	22
1.4.3 Der Aufbau der oberen Kruste Islands und die Spur der aktiven Riftzone	25
1.4.4 Die geothermische Tiefenstufe in Island	28
2. <u>Bodenmagnetik (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Island</u>	31
2.1.1 Messungen (ΔZ) der Jahre 1965, 1967 und 1970	31
2.1.2 Feldarbeit 1973	32
2.2 Verarbeitung des Beobachtungsmaterials (ΔZ) der Jahre 1967, 1970 und 1973	35
2.2.1 Referenzfeld, Nullniveau und Korrekturen	37
2.2.2 Anlage der Profile im Meßgebiet Nordost-Island	41
2.2.3 Geologie des Meßgebietes Nordost-Island	44
2.2.4 Graphische Darstellung und Montage der Meßdaten	47
2.3 Filterung und Feldfortsetzung nach oben ...	51
2.3.1 Filterung (numerische Wellenlängenfilterung)	52
2.3.2 Berechnung der Feldfortsetzung nach oben	58
2.4 Störkörperberechnung und Interpretation der Anomalien	66
2.4.1 Störkörper-Typen und Durchführung der Modellrechnung	67

2.4.2	Scheinbares und reelles Schwankungsfeld	70
2.4.3	Anomalien von Gängen und Laven (kleine Halbwertsbreite)	76
2.4.4	Anomalien von Gruppen von Lavalagen, Gangsystemen und Hochthermal-Gebieten ..	81
2.4.5	Regionale geomagnetische Anomalien (große Halbwertsbreite)	87
2.5	Vergleich von Bodenmagnetik und Aeromagnetik	95
2.6	Zusammenfassung	
3.	<u>Bodenmagnetik (ΔZ) in Ost-Island (Reydarfjörður)</u>	101
3.1	Bemerkungen zur Geologie des Reydarfjörður ..	102
3.2	Messung, Darstellung und Auswertung der Profile (ΔZ) Reydarfjörður-Nord (RN 73) und Reydarfjörður-Süd (RS 73)	111
3.3	Versuch der Interpretation der langwelligen Anomalien im Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet durch Gangschwärme	120
3.4	Versuch der Interpretation der langwelligen Anomalien im Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet durch Lavalagen und Abschätzung des "topo- graphischen Effektes"	126
3.5	Ergebnis der Bodenmagnetik (ΔZ) im Reydar- fjörður-Thingmuli Gebiet	132
4.	<u>Gesteinsmagnetische Untersuchungen</u>	135
4.1	Probenentnahme	136
4.2	Untersuchungsmethoden und Ergebnisse	139
4.2.1	Intensität und Richtung der natürlichen remanenten Magnetisierung, spezifische Magnetisierung und Dichte	139
4.2.2	Suszeptibilität K und Königsberger Q-Faktor	148
4.2.3	Erzmikroskopie	153
4.2.4	Messung mit der magnetischen Pendelwaage	162
4.2.5	Mikrosondenanalyse	172
4.3	Magnetische Eigenschaften von Laven und Gängen	176
4.3.1	Dettifoss-Gang (DG 1-5) und geförderte Lava (DF 1-37)	178

4.3.2	Magnetisierung der Laven	184
4.3.3	Magnetisierung der Gänge	194
4.4	Remagnetisierung an Kontakten von Gängen und Laven	212
5.	<u>Hydrothermale Veränderung der primären magnetischen Eigenschaften der Basalte</u>	219
5.1	Lokale hydrothermale Veränderungen der Magnetisierung am Beispiel von postglazialen Gängen und Pillows	221
5.2	Regionale hydrothermale Veränderungen	227
5.3	Zusammenfassende Diskussion der Veränderung der magnetischen Eigenschaften der Basalte	232
6.	<u>Zusammenfassung</u>	238
	Literaturverzeichnis	245
	Danksagungen	
	Lebenslauf	

Anhang (archiviert im Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München; nicht zur Veröffentlichung vorgesehen)

Feldmagnetik (zu Kap. 2 und Kap. 3)

Meßdaten (ΔZ) in 10^{-4} Oe (Ausdruck der Lochkarten)
Auswertungsprogramme FILTIS Wellenlängen-Filterung
 FFISL Feldfortsetzung (2-dim.)
 ZEINIS Graphische Darstellung

Gesteinsmagnetismus (zu Kap. 4 und Kap. 5)

Probenlisten (Nr, Beschreibung, Lokalität etc)
Tabelle J_{nrm} , Dec, Inc, o, K
Tabelle arithmetrische Mittel J_{nrm} , o, K, Q
Tabelle mittlere Richtungen J_{nrm}
Tabelle zur erzmikroskopischen Beobachtung und $I_s T$ -Kurve

1. Einleitung

1.1 'seafloor-spreading'

Das Konzept des 'seafloor-spreading' hat das Bild der geowissenschaftlichen Forschung in starkem Maße verändert. Die Geophysik war an der Entwicklung dieses Konzepts maßgeblich beteiligt. Neben den weit vorausschauenden Ideen von WEGENER (1912) zur Kontinental-Drift ist der Anstoß zu dieser Revolution vor allem in der Entdeckung der Lineamente der geomagnetischen Anomalien über den mittelozeanischen Rücken zu sehen (MASON 1958).

Nach VINE und MATTHEWS (1963) besteht die Hypothese des 'seafloor-spreading' aus folgenden Annahmen: Das in der Scheitelregion der mittelozeanischen Rücken (Rift-Zone) kontinuierlich intrudierte basaltische Magma wird bei der Abkühlung in der Richtung des erdmagnetischen Feldes magnetisiert und driftet im Sinn der Kontinental-Verschiebung (WEGENER 1911/12, HESS 1962) als neuer Bestandteil der ozeanischen Platte nach außen. Durch die alternierende Polarität des Erdmagnetfeldes entstehen so zur Rift-Zone parallele streifenförmige Anomalien, sogenannte magnetische Lineamente.

Die magnetischen Lineamente sind ein Schlüssel zur Rekonstruktion der Entwicklung der Ozeanbecken und somit

für den Ablauf der Kontinental-Drift (siehe Kap. 1.2 Evolution des Nordatlantik), die Kenntnis der Geschichte des Erdmagnetfeldes (Polaritäts-Zeitskala) vorausgesetzt.

Die Polaritäts-Zeitskala des erdmagnetischen Feldes wurde zunächst für die letzten 4.5 m.y. durch eine kombinierte paläomagnetische Untersuchung und K-Ar Altersbestimmung von subärischen Vulkaniten aufgestellt (COX et al. 1964). Bei der Gültigkeit dieser Polariäts-Zeitskala ergeben sich aus der Breite der geomagnetischen Anomalien über Rift-Systemen absolute Driftraten (PITMANN und HEIRTZLER 1966, VINE 1966, HEIRTZLER et al. 1968 u.a.). Unter der Annahme von konstanten Driftraten läßt sich die bekannte Polaritäts-Zeitskala aus der Breite der geomagnetischen Riftanomalien verlängern (HEIRTZLER et al. 1968, LARSON und PITMANN 1972, BLAKELY 1974), was bei einer linearen Extrapolation zu einer in sich konsistenten Zeitskala der Polaritäten des Erdmagnetfeldes führt.

Sehr viel unsicherer hingegen sind die Vorstellungen über die Art, Geometrie und magnetische Eigenschaften der Gesteine, die die marinen geomagnetischen Anomalien verursachen. Während VINE und MATTHEWS (1963) als Störkörper bis zur Curie-Tiefe homogen magnetisierte Blöcke mit einer Magnetisierung von 500 Gamma⁺⁺⁾ annahmen, führten erste Messungen der magnetischen Eigenschaften von Basalten vom Ozeanboden zu einem viel höheren Mittelwert der Magneti-

++) 1 Gamma = 10^{-5} Gauss = 10^{-2} A.m⁻¹

sierung (Remanenz = 1000 bis 2000 Gamma) und zu der Vorstellung, daß die magnetischen Anomalien von einer weniger als 500 m mächtigen Schicht an der Oberfläche verursacht werden (DeBOER et al. 1970). Neuere Untersuchungen von Proben der Tiefseebohrungen der 'GLOMAR CHALLENGER', die gerade diese oberflächennahe Schicht durchteuften, ergaben Mittelwerte der Remanenz von nur 300 Gamma (HARRISON 1975) und die Erkenntnis, daß diese Schicht keineswegs homogen magnetisiert ist und nicht einmal eine einheitliche Polarität der Magnetisierung besitzt.

Zu dieser Problematik, nämlich die Art der geomagnetischen Anomalien über aktiven Riftsystemen und die Art und die magnetischen Eigenschaften der Gesteine, die diese Anomalien erzeugen, möchte die vorliegende Arbeit einen Beitrag leisten: Er besteht in einer regionalen Bodenvermessung des Erdmagnetfeldes über der 'Jungvulkanischen Zone' in Nord-Island, einem aktiven Riftsystem, und einer ausgedehnten Entnahme von Gesteinsproben in diesem Gebiet und deren gesteinsmagnetischer Untersuchung.

Es sollten dabei keine weiteren neuen Modelle zur Interpretation der magnetischen Lineamente aufgestellt werden, oder die bestehenden zahlreichen Modelle bestätigt oder verworfen werden. Offen bleiben wird auch die Frage, ob die 'Jungvulkanische Zone' Islands tatsächlich repräsentativ für die aktive Rift-Zone des Mittelatlantischen Rückens

ist, und ob die Anomalien des erdmagnetischen Feldes über Island mit jenen über dem Mittelatlantischen Rücken zu vergleichen sind. Beides kann bezweifelt werden, und eine Erörterung dieser Frage würde die vorliegende Arbeit nur mit weiteren Spekulationen füllen.

Die Fragestellung sei daher möglichst einfach gehalten: Wie sehen die geomagnetischen Anomalien über der 'Jungvulkanischen Zone' Islands am Boden aus; werden ähnliche Streifenmuster beobachtet wie über dem Mittelatlantischen Rücken, und welcher Art sind die Gesteine, die diese Anomalien verursachen, und welche magnetischen Eigenschaften haben sie.

1.2 Evolution und Großstrukturen des Nordatlantik

Entstehung und Aufbau Islands sind eng an die Evolution des Nordatlantik geknüpft. Die Morphologie insbesondere des Ozeanbodens, Petrologie, Geochemie, Geologie und Geophysik erschließen die Entwicklung dieses Raumes, deren Rekonstruktion zunächst nur durch die morphologischen Großstrukturen und durch die geomagnetischen Anomalien kurz skizziert werden soll, da sich darin ein Schlüssel zum Verständnis des Phänomens Island verbirgt.

Island liegt an der Kreuzung des Mittelatlantischen Rücken mit dem Schottland-Grönland Rücken (Wyville-Thompson Ridge). Island sollte jedoch nicht als eine lokale Anomalie am Schnittpunkt zweier linearer Strukturen angesehen werden, sondern besser als eine regionale Anomalie eines großen Teils des nördlichen Mittelatlantischen Rückens (siehe 1000 Faden = 1830 m Tiefenlinie in Abb. 1). Der Mittelatlantische Rücken ist die dominierende Großstruktur im Nordatlantik. Bei 55° N ist der Rücken nur noch in 1000 Faden Tiefe und bei 64° N erreicht er Meeresniveau bei der Halbinsel Reykjanes, nach der er Reykjanes Ridge in diesem Raum benannt ist. Im Sinn des 'seafloor spreading' ist der Reykjanes Ridge ein aktiver Rücken mit einem zentralen Kammgraben, hoher seismischer Aktivität, erhöhtem Wärmefluß und symmetrischen linearen Anomalien des Magnetfeldes, die sich über 400 km weit auf beiden Seiten vom Grönländischen Schelf bis zur Rockall Bank verfolgen lassen (Linie 23 in Abb. 1, GODBY et al. 1968).

Die nahezu vollkommene Symmetrie der geomagnetischen Anomalien über dem Reykjanes Ridge, insbesondere der Anomalien 1 bis 5, ist eine wichtige Bestätigung der Hypothese des 'seafloor spreading' von VINE und MATTHEWS (1963) und ermöglichte HEIRTZLER et al. (1968) die Extrapolation der geomagnetischen Zeitskala.

Nördlich von Island in asymmetriescher Lage nahe der Grönländischen Küste wird der Mittelatlantische Rücken durch den Kolbeinsey Ridge (Island-Jan Mayen Rücken) fortgesetzt. VOGT et al. (1970) zeigen eine klare Symmetrie der Magnetfeldanomalien parallel zum Kolbeinsey Ridge für mindestens 4 m.y. und möglicherweise für 10 m.y. (Anomalie 5). Bei 64° N quer zum Streichen des Kolbeinsey Ridge ist die 'Spar Fracture Zone' zu erkennen.

Zwischen 71° N und 72° N wird der Mittelatlantische Rücken um 220 km längs der 'Jan Mayen Fracture Zone' versetzt. Nordöstlich der Insel Jan Mayen, nach einer Richtungsänderung von 50° nach Osten, wird er als 'Mohns Ridge' fortgesetzt. Der Mohns Ridge liegt im Zentrum der Grönländischen See; ein zentraler Graben und NE-SW streichende Anomalien des Magnetfeldes (AVERY et al. 1968) zeichnen ihn als aktiven Rücken aus.

Im Gegensatz zum Mittelatlantischen Rücken sind die anderen Großstrukturen des Nordatlantik, nämlich Jan Mayen Ridge, Aegir Ridge, Rockall Bank und Wyville Thompson Ridge aseismisch und keine aktiven Rücken im Sinne des 'seafloor spreading'. Der

Aegir Ridge im Zentrum der Norwegischen See wurde von JOHNSON und HEEZEN (1967) und VOGT et al. (1970) als ein fossiles Riftsystem mit einem zusedimentierten Zentralgraben erkannt. Vor 40 m.y. bis 10 m.y. soll sich die Riftachse westwärts zum Kolbeinsey Ridge verlagert haben. Diese Vorstellung ist in Übereinstimmung mit den geomagnetischen Anomalien in der Norwegischen See nach AVERY et al. (1968).

Westlich vom Aegir Ridge liegt der Jan Mayen Ridge, ein Sedimentrücken ohne Anomalien des Erdmagnetfeldes. Die Rockall Bank ist ein ausgedehntes Basaltplateau möglicherweise kontinentalen Ursprungs. Der Schottland-Grönland Rücken (Wyville Thompson Ridge) besteht hauptsächlich aus den beiden Inselmassen Island und Faeroe mit nur einem kurzen Rücken dazwischen und verläuft als einziger Rücken des Nordatlantik senkrecht zum Streichen des Mittelatlantischen Rücken. Seine Entstehung ist noch weitgehend ungeklärt. FLEISCHER et al. (1974) haben über dem Wyville Thompson Ridge magnetische Anomalien gemessen, deren Lineamente zwar wesentlich undeutlicher als die der geomagnetischen Anomalien beispielsweise des Reykjanes Ridge sind, die aber gleiche Streichrichtung haben. DUNCAN et al. (1972) deuten den Wyville Thompson Ridge als Spur des Island-Plume beim Auseinanderdriften der Europäischen und der Nordamerikanischen Platte.

Die Großstrukturen des Nordatlantik sind als Spuren der Drift der Europäischen Platte und der Nordamerikanischen Platte zu

verstehen (AVERY et al. 1968, GODBY et al. 1968, VOGT et al. 1969 und 1970, LAUGHTON 1971, LePICHON et al. 1971, JOHNSON et al. 1972, VOGT und AVERY 1974), also eng verknüpft mit der Öffnung der Labrador See, der Grönländischen See und der Norwegischen See. Die paläogeographische Rekonstruktion der Evolution des Nordatlantik unter Zuhilfenahme der linearen Magnetfeldanomalien parallel zu den Riftsystemen im Sinn des 'seafloor-spreading' und der Sedimentverteilung in den Meeresbecken sieht etwa folgendermaßen aus:

82 m.y.	Die europäische Platte (mit Rockall Bank und Grönland) trennt sich von Labrador
82 m.y. - 60 m.y.	Öffnung der Labrador See und des Nordatlantik (Anomalie 31) südlich der Rockall Bank
60 m.y.	Rockall Bank trennt sich von Grönland (Anomalie 24)
60 m.y. - 47 m.y.	Gleichzeitige Öffnung der Labrador See und (Anomalie 24-19) des Nordatlantik (Reykjanes Ridge)
47 m.y.	Ende der Relativbewegung Grönlands zu Labrador; (Anomalie 19) Ende des Wachstums der Labrador See
47 m.y. bis heute	Die europäische Platte entfernt sich von der Grönland-Labrador Platte Wachstum des Nordatlantik und des Reykjanes Ridge

Südlich von Island war die Riftachse seit 60 m.y. der Reykjanes Ridge. Nördlich von Island ist die Geschichte der Drift schwerer zu durchschauen (JOHNSON et al. 1972). Der komplizierte Vorgang der Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See nördlich von Island wird 'Iceland style seafloor spreading' genannt.

Nach der Trennung von Norwegen und Grönland etwa längs der heutigen Schelfränder verlagerte sich die Riftachse westwärts vom Nansen Ridge zum Aegir Ridge und zwischen 40 m.y. und 10 m.y. weiter westwärts zum Kolbeinsey Ridge, der heute aktiven Riftzone des Mittelatlantischen Rückens. Die zentrale Lage des Mohns Ridge zwischen Norwegen und Grönland und die parallelen linearen Magnetfeld-Anomalien lassen vermuten, daß in der nördlichen Norwegischen See die Riftachse immer der Mohns Ridge gewesen ist.

WILSON (1963) vermutet, daß Island aus einer besonders produktiven Magmenquelle im Mantel (Plume) (WILSON 1965, MORGAN 1971) gebildet wurde. Nach dem Auseinanderdriften der Grönländischen und der Norwegischen Platte könnte der Island-Grönland Rücken auf der westlichen und der Island-Faeroe Rücken auf der östlichen Seite als Spur dieses Plumes aufgefaßt werden (DUNCAN et al. 1972).

Mehr als die Hälfte Islands scheint während einer Periode extrem langsamen 'seafloor-spreading' zwischen 20 und 9 m.y. gebildet worden zu sein. Diese Periode extrem langsamen 'seafloor-spreading' war zunächst von EWING und EWING (1967) postuliert worden aus der Verteilung von Sedimenten und von GODBY et al. (1968) wegen der kurzperiodischen geomagnetischen Riftanomalien zwischen 38 und 9 m.y. bestätigt worden.

Eine andere Möglichkeit der Bildung Islands gibt WARD (1971). Er nimmt eine ausgedehnte Verwerfungszone an, die bei einer Änderung der Driftrichtung und der Zerrspannungen selbst zu einem Riftsystem werden kann. Die Änderung der Zerrspannungen könnte sich zwischen 30 und 10 m.y. ereignet haben, als sich die Riftachse vom Aegir Ridge zum Kolbeinsey Ridge verlagerte. Solch eine Verwerfungszone in einem veränderten Spannungsfeld ist seiner Meinung nach eine der hauptsächlichen Quellen für die Plateaubasalte. Nach der Bildung der tertiären Plateaubasalte begann auf Island zwischen 10 - 9 m.y. die Drift in der westlichen 'Jungvulkanischen Zone', die 2 oder 3 m.y. dauerte. Darnach verlagerte sich das aktive Riftsystem längs der Reykjanes- und der Tjörnes Transform Fault in die östliche 'Jungvulkanische Zone'.

1.3 Abriß der Geologie Islands

Island ist nicht nur räumlich, sondern auch genetisch ein Bestandteil des Mittelatlantischen Rückens. Am auffälligsten ist dies in der 'Jungvulkanischen Zone', die einen übermeerischen Teil des aktiven Riftsystems des Mittelatlantischen Rückens darstellt und deutliche Spuren des Auseinanderdriftens der beiden Inselhälften trägt. Dadurch ergibt sich die Aufteilung der Insel in die westlichen tertiären Plateaubasalte, die 'Jungvulkanische Zone' und die östlichen tertiären Plateaubasalte (Abb. 2).

Die tertiären und quartären Flutbasalte fallen überwiegend zur 'Jungvulkanischen Zone' ein. Die 'Jungvulkanische Zone', die etwa ein Drittel der Insel bedeckt, ist eine der aktivsten Vulkanregionen der Erde. Die spektakulären und zum Teil verheerenden Vulkanausbrüche der letzten Jahre wie Askja 1961, Surtsey 1963-67, Hekla 1970, Heimaey 1973, Krafla 1975 und Leirhnjúkur 1977 belegen dies sehr eindrucksvoll.

In der südlichen Hälfte Islands ist die 'Jungvulkanische Zone' in einen westlichen und einen östlichen Zweig geteilt. Der westliche Zweig kann als die heute aktive Fortsetzung des Reykjanes Ridge angesehen werden. Nach der Auffassung von SAEMUNDSSON (1973) war vor 4.5 m.y. dieser Zweig über die Halbinsel Skagi die aktive Riftzone in direkter Ver-

bindung des Reykjanes Ridge mit dem Kolbeinsey Ridge. Vor 4 m.y. verlagerte sich der nördliche Zweig ostwärts zur heutigen 'Jungvulkanischen Zone'; der südliche Teil des östlichen Zweiges der 'Jungvulkanischen Zone' ist seit 1.5 m.y. aktiv.

Die vulkanischen, tektonischen und morphologischen Strukturen auf Island, nämlich Explosions- und Eruptionspalten, Kraterreihen, offene Spalten, die meist in Schwärmen vorkommen, Verwerfungen, Grabenrandbrüche u.a. folgen dem Streichen der 'Jungvulkanischen Zone'. Die sogenannte Moberg-Formation, die einen großen Teil der 'Jungvulkanischen Zone' bedeckt, besteht aus Hyaloklastiten; sie formt langgestreckte Rücken und teilweise hohe Berge, die subglazial gebildet im wesentlichen aus Pillows, Pillowbrekzien, Gläsern und Tuffen bestehen und durch den Palagonit eine bräunliche Färbung haben. Der zentrale Teil der 'Jungvulkanischen Zone' wird durch die Zone des postglazialen Vulkanismus eingenommen mit den für diese Zone charakteristischen Lavawüsten.

Neben den für Island typischen langen Spalteneruptionen sind sogenannte Zentralvulkane (silicic center) tätig, die insbesondere gekennzeichnet sind durch große Mengen saurerer Eruptiva und eine intensive hydrothermale Aktivität. Zentralvulkane im nördlichen Teil der 'Jungvulkanischen Zone' (Meßgebiet Nordost-Island) sind Askja, Krafla und Peistarykjabunga; Zentralvulkane im Meßgebiet Ost-Island

sind Thingmuli, Breiddalur, Reydarfjörður und Bardsnes.

An die quartären Flutbasalte, die die 'Jungvulkanische Zone' in einem schmalen Streifen flankieren, schließen zu beiden Seiten die tertiären Plateaubasalte an. Beide formen mächtige Stapel von Lavalagen, die im allgemeinen unter 4° bis 8° zur 'Jungvulkanischen Zone' hin einfallen.

Geologisch gut bekannt sind die Plateaubasalte in Ost-Island durch die Arbeiten von WALKER (1959 bis heute), der detaillierte Untersuchungen der Sequenz der Laven, der Gänge und der eingeschalteten Zentralvulkane machte (siehe Kap. 3.1).

Die beobachteten Gänge sind die Förderkanäle der Laven; ihre Zahl nimmt mit zunehmender topographischer Höhe ab und ist auch in horizontaler Verteilung diskontinuierlich: Die Gänge bilden Gangschwärme. Ebenso mit zunehmender topographischer Höhe nimmt der Einfallswinkel der Laven ab. Eine lineare Extrapolation nach Null sowohl des Einfallswinkels als auch der Anzahl der Gänge erlaubt eine Abschätzung der ursprünglichen Höhe des Lavenstapels, die in Ost-Island nur wenige 100 m über den heutigen Berggipfeln liegt.

Die in Kap. 2 beschriebenen Profile der Feldmagnetik im Meßgebiet Nordost-Island (siehe Abb. 2) überqueren teilweise die gesamte symmetrische und verhältnismäßig einfache

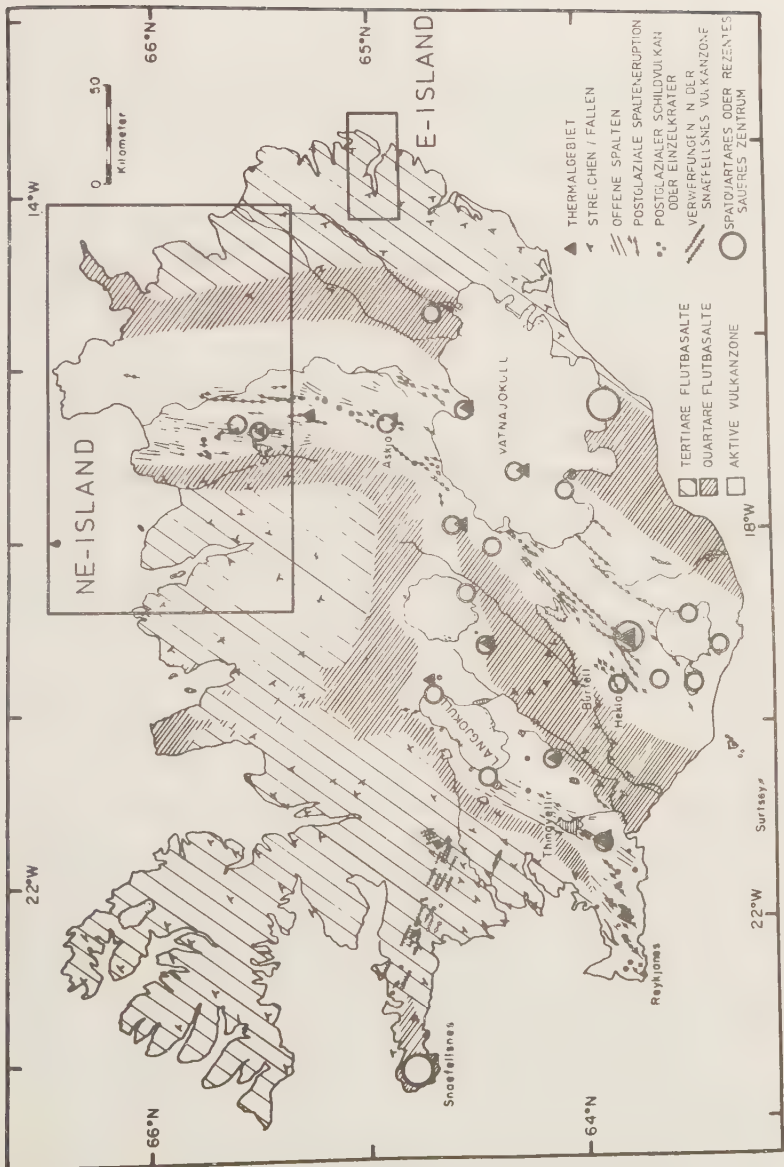


Abb. 2 Geologische Skizze Islands nach WARD (1971) mit den eingezeichneten Meßgebieten NE-Island und E-Island.

Großstruktur Islands, da sie von den westlichen bis zu den östlichen tertiären Plateaubasalten über die ganze dazwischenliegende 'Jungvulkanische Zone' reichen. Die beiden Profile im Meßgebiet Ost-Island (siehe Abb. 2) die in Kap. 3 dargestellt sind, wurden dagegen ganz im Bereich der östlichen tertiären Plateaubasalte gemessen.

In der vorliegenden Arbeit wird deutlich werden, wie sich die Großstruktur Islands und Einzelheiten der Geologie in den geomagnetischen Anomalien wieder spiegeln.

1.4 Überblick über geophysikalische Untersuchungen auf Island

Islands Lage am Mittelatlantischen Rücken und insbesondere die Spuren des Auseinanderdriftens der beiden Inselhälften, die in der 'Jungvulkanischen Zone' so auffällig sind, daß diese Zone als ein Teil der Riftzone des Mittelatlantischen Rückens angesehen wird, fordert seit Jahrzehnten das Interesse vieler Nationen an einer geowissenschaftlichen Erforschung der Insel in immer stärkerem Maße heraus. Zwar ist zweifelhaft, ob Island als eine Art Land-Laboratorium zur Untersuchung geodynamischer Prozesse des Mittelatlantischen Rückens angesehen werden kann (WARD 1971); die topographische Erhöhung und damit die wesentlich mächtigere Kruste spricht dagegen.

Die Ergebnisse der petrologischen, geochemischen, geothermischen, seismischen und in gewisser Weise auch der magnetischen Untersuchungen zeigen zum Teil symmetrische Variationen der untersuchten Parameter mit einer Korrelation zur Riftachse (JAKOBSSON 1972, SIGVALDASON 1974, SCHILLING 1973, PALMASON 1967 und 1970, WARD et al. 1968, SERSON et al. 1968, u.a.).

Einige Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen, sofern sie für die Interpretation der Magnetik von Bedeutung sind, sollen kurz beschrieben werden:

1.4.1 Flug- und Seemagnetik

Eine erste geomagnetische Vermessung über ganz Island und über dem Reykjanes Ridge wurde 1965 vom Dominion Observatory Canada geflogen. In einer Flughöhe von 3000 bis 4000 m und mit einem Profilabstand von etwa 37 km wurden die drei Komponenten des Erdmagnetfeldes gemessen (SERSON et al. 1968; siehe Abb. 3).

Während die geomagnetischen Anomalien über dem Reykjanes Ridge (Profile 21 bis 18) ein eindrucksvolles Beispiel für die Symmetrie und Linearität der Anomalien über dem Mittelatlantischen Rücken liefern, läßt sich die zentrale positive Anomalie über der Ridge Achse nur mühsam bis zur Südwest-Spitze Islands verfolgen, wobei ihre Amplitude von über 1000 Gamma auf weniger als 200 Gamma abnimmt.

Die Anomalien über Island sind weitaus komplizierter und in Amplitude und Wellenlänge von den Ridge-Anomalien verschieden. Eine Analyse der Zweidimensionalität und des Frequenzspektrums der Anomalien (RUTTEN 1975) zeigt, daß die Zweidimensionalität über dem Reykjanes Ridge optimal im kurzfrequenten Bereich ist, über dem Island-Schelf verloren geht, während sie über Island vor allem im langwelligen Bereich gegeben ist. Das heißt also, daß über Island keine der Ridge- Anomalie ähnlichen Lineamente gemessen wurden.

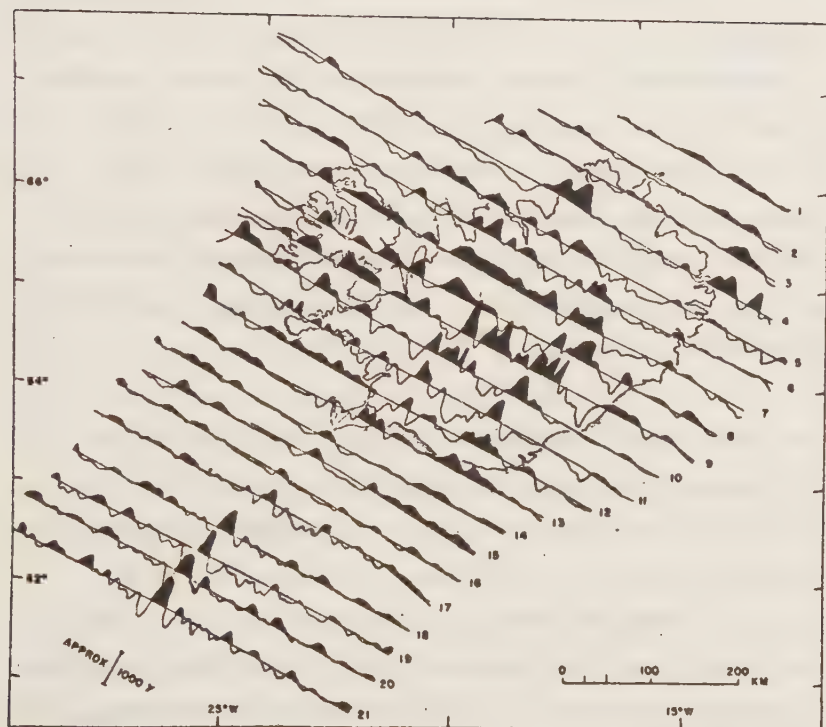


Abb. 3 Aeromagnetik von SERSON et al. (1968)

ΔZ -Profile in 3000 bis 4300 m Höhe über Island
und dem Reykjanes-Rücken

Immerhin lassen sich mit dem bloßen Auge positive geomagnetische Anomalien etwa über der Zone des postglazialen Vulkanismus im östlichen Zweig der 'Jungvulkanischen Zone' von der Südküste bis zur Nordküste der Insel und im westlichen Zweig von der Reykjanes Halbinsel bis etwa zur Inselmitte verfolgen. Eine genaue Interpretation der aeromagnetischen Anomalien dieser Messung in 4000 m Höhe ist noch nicht gelungen. Für eine detaillierte Auswertung scheinen sowohl Flughöhe als auch Profilabstand zu groß gewesen zu sein.

Eine wesentlich bessere Auflösung der Anomalien bietet die Aeromagnetik der Totalintensität, die vom Science Institute University of Iceland von SIGURGEIRSSON (1970) durchgeführt wird. Die Befliegung von ganz Island in einer durchschnittlichen Höhe von 900 m mit 4 km Profilabstand ist geplant. Im Sommer 1973, das heißt während der Durchführung der bislang letzten Profile der Bodenmagnetik (ΔZ), wurde das Meßgebiet Nordost-Island auch aus der Luft im Rahmen dieser magnetischen Gesamtaufnahme Islands gemessen. Ein Vergleich der aus der Bodenmagnetik abgeleiteten Anomalien mit jenen dieser aeromagnetischen Aufnahme verspricht interessant zu werden; veröffentlicht ist aber erst die Aeromagnetik über Südwest-Island (Reykjanes Halbinsel) (SIGURGEIRSSON 1970). Über mehrere benachbarte Profile korrelierbare positive Anomalien, die als magnetische Lineamente bezeichnet werden können, kennzeichnen das Zentrum

der Zone des postglazialen Vulkanismus auf der Reykjanes Halbinsel. Daneben existieren isolierte Anomalien mit teilweise sehr großer Amplitude, nämlich die Anomalien Skálafell, Stardalur, Ferstikla und Hvanneyri. Sie liegen auf einer Linie nahezu senkrecht zur Streichrichtung der 'Jungvulkanische Zone'. Die Stardalur-Anomalie mit einer Amplitude von + 4500 Gamma in 700 m Höhe über Grund wurde näher untersucht (FRIDLEIFSSON und KRISTJANSSON 1972). Die Bodenmagnetik ergab eine 7 km ausgedehnte Anomalie mit 5000 Gamma Amplitude und einzelnen lokalen Maxima bis über 17000 Gamma. Für eine Störkörperberechnung wurde als Magnetisierung der ungewöhnlich hohe Wert von 0.05 bis 0.06 Gauss angenommen, der durch gesteinsmagnetische Untersuchungen von gebohrten Proben bestätigt wurde.

Ähnliche isolierte magnetische Anomalien wurden bei einer Seemagnetik im Schelfbereich westlich von Island gefunden (KRISTJANSSON 1976). Die meisten dieser auffallenden Anomalien sind positiv; als Störkörper nimmt KRISTJANSSON (1976) Gabbros an, die vermutlich den Unterbau von Zentralvulkanen bilden. Die Seemagnetik im Schelfbereich südlich von Island ergab ein sehr ausgeglichenes Magnetfeld; eine längs des Schelfrandes verlaufende Anomalie konnte als der topographische Effekt dieser Stufe erklärt werden (KRISTJANSSON 1977).

In diesem Abriß über die Aero- und Seemagnetik Islands sind

bereits drei der wichtigsten Anomalie-Typen genannt worden, die auch in der Bodenmagnetik (ΔZ) analysiert werden müssen. Es sind dies lineare magnetische Anomalien, die mit dem Prozeß des Auseinander-Driftens Islands verknüpft sind, lokale, isolierte und meist positive Anomalien, welche möglicherweise Gabbros der Zentralvulkane anzeigen und weiterhin Anomalien verursacht durch die Topographie.

1.4.2 Polarität der Magnetisierung der Laven

Die paläomagnetischen Untersuchungen in Island verfolgen hauptsächlich folgende zwei Zielsetzungen: Die Überprüfung der geomagnetischen Polaritätsskala, die durch eine Extrapolation der Polaritätsskala der letzten 4 m.y. von COX und DALRYMPLE (1967) unter der Annahme konstanter Driftraten aus den magnetischen Anomalien der mittelozeanischen Rücken abgeleitet wurde (z.B. HEIRTZLER et al. 1968, BLAKELY 1974), und die Kartierung der Polarität der Magnetisierung von Laven im Gelände, die weite Verwendung gefunden hat bei der stratigraphischen Gliederung der Basalte. Ähnliche systematische Untersuchungen an den Gangschwärmen sind noch nicht gemacht worden.

HOSPERS (1953, 1954) führte als erster in Island Messungen der Polarität der Magnetisierung an tertiären

Plateaubasalten durch. Er stellte dabei fest, daß sich die Basaltlagen in Gruppen mit normaler und inverser Magnetisierung einteilen lassen. Die Polarität wurde zunächst nur mit Hilfe eines Kompasses bestimmt.

Seither sind viele Sequenzen von Basaltlagen auf Island und deren Polarität der Magnetisierung beschrieben worden. Im Meßgebiet Nordost-Island sind dies die Arbeiten von EINARSSON (1958, 1965) für Tjörnes und den westlichen Teil der 'Jungvulkanischen Zone' und von WENSINK (1964) für den östlichen Teil, die von PIPER (1973) vervollständigt wurden. Die von WENSINK (1964) beschriebene paläomagnetische Stratigraphie ist durch K-Ar Altersbestimmungen absolut datiert (McDOUGALL und WENSINK 1966) und die Einstufung als 'Old Grey' Basalte des Pleistozäns bestätigt worden. Durch das flache Einfallen zur 'Jungvulkanischen Zone' hin bilden Gruppen von Basaltlagen an der Erdoberfläche Streifen gleicher Polarität der Magnetisierung (siehe Abb. 23).

Eine sehr umfangreiche Untersuchung der Richtung der stabilen Remanenz von tertiären bis quartären Gesteinen wurde von DAGLEY et al. (1967) in Ost-Island durchgeführt. Die geologische Einheit und Polarität der Magnetisierung von 21 sich überlappenden Sequenzen wurde bestimmt. Dazu wurden 2200 orientierte Proben von 1140 Basaltlagen entnommen. Von den Überlappungen abgesehen hat diese Folge von Basaltlagen eine Mächtigkeit von 8.8 km und ist aus

900 Lavalagen aufgebaut. Es wurden 551 Lagen mit normaler, 406 Lagen mit inverser Polarität und 73 Lagen mit intermediärer Richtung der Magnetisierung bestimmt. Die Polarität der Magnetisierung in diesem Stapel von Basaltlagen ändert sich durchschnittlich alle 150 m.

Ein überdurchschnittlich mächtiger Stapel von Laven mit normaler Magnetisierung (mit nur einer invers magnetisierten Lava) über einem etwa ebenso mächtigen Stapel mit überwiegend inverser Magnetisierung wurde von PIPER (1973) der Anomalie 5 (Epoche 9 der geomagnetischen Polaritätszeitskala) zugeordnet. Die kombinierte paläomagnetische Untersuchung und K-Ar Datierung dieser Sequenz mit einem Alter von 8.7 bis 12 m.y. ergab eine gute Übereinstimmung der gemessenen Polaritätszeitskala mit der vorhergesagten von HEIRTZLER (1968) oder BLAKELY (1974).

1.4.3 Der Aufbau der oberen Kruste Islands und die Spur der aktiven Riftzone

Der Aufbau der Kruste Islands oder zumindest der oberen Kruste ist aus refraktionsseismischen Messungen verhältnismäßig gut bekannt (PALMASON 1963, 1967 und 1970). In Abb. 4 ist in einem Westost-Schnitt die Geschwindigkeitsverteilung in Nord-Island in einem Vier-Schichten Modell dargestellt. Die oberste Schicht S_0 mit stark variierender Geschwindigkeit (2.1-3.4 km/sec) existiert nur in der 'Jungvulkanischen Zone'. Die Schicht S_1 (4.2 km/sec) kann den tertiären Plateaubasalten zugeordnet werden, da diese Geschwindigkeit im Anstehenden gemessen wurde. Die Schicht S_2 mit 5.1 km/sec steht nur in Südost-Island in der Formation der 'Dyke-Sheet Complex' an. Während die Schichtgrenzen 0/1 und besonders 1/2 nicht überall sicher nachgewiesen ist, gilt die Schichtgrenze 2/3 in ganz Island als gesichert. Umstritten jedoch ist, ob die Grenzen seismischer Geschwindigkeiten tatsächlich lithologische Grenzen sind. Aus einer linearen Extrapolation der in Südwest-Island gemessenen Temperaturgradienten folgt für die Oberkante der Schicht S_3 eine Temperatur von 300 bis 400 °C und für die Unterkante 800 bis 1300 °C. PALMASON (1970) folgert daraus, daß diese Schicht aus Gesteinen der Amphibolit-Facies besteht.

Auf den langen Refraktions-Profilen im westlichen Teil Islands wurde eine Schicht S_4 mit 7.2 km/sec nachgewiesen. Diese Schicht wird als anomaler Mantel mit hoher Temperatur

(Extrapolation des gemessenen Temperaturgradienten), die im Bereich der Schmelztemperatur von Basalt liegt, bezeichnet. Die untere Begrenzung dieser Schicht konnte in Island bisher noch nicht nachgewiesen werden.

Ein wesentliches Kennzeichen der Riftzone der Mittelozeanischen Rücken ist deren hohe Seismizität. Während die Epizentren der Erdbeben südlich und nördlich von Island ziemlich genau das Zentrum des Reykjanes Ridge bzw. des Kolbeinsey Ridge markieren, verlaufen die seismisch aktiven Zonen in Süd-Island und nördlich von Island quer zum Rift und liegen auf Island im östlichen Zweig der 'Jungvulkanischen Zone' (SYKES 1965). Aufgrund des Herdmechanismus der Beben (SYKES 1967, WARD 1971) und aus mikroseismischen Untersuchungen (WARD et al. 1969, WARD und BJÖRNSSON 1971) ergibt sich folgendes Bild (Abb. 1): Der Mittelatlantische Rücken ist in Südisland in der Reykjanes Transform Fault und unmittelbar an der Nordküste Islands in der Tjörnes Transform Fault versetzt; als Fortsetzung der aktiven Riftzone des Mittelatlantischen Rückens ist der östliche Zweig der 'Jungvulkanischen Zone' anzusehen.

Die detaillierten Untersuchungen von SAEMUNDSSON (1973) der Geologie und Tektonik der Halbinsel Tjörnes bestätigen die Tjörnes Transform Fault, die auch bei der Interpretation der Magnetik im Meßgebiet Nordost-Island besondere Beachtung erfordert.

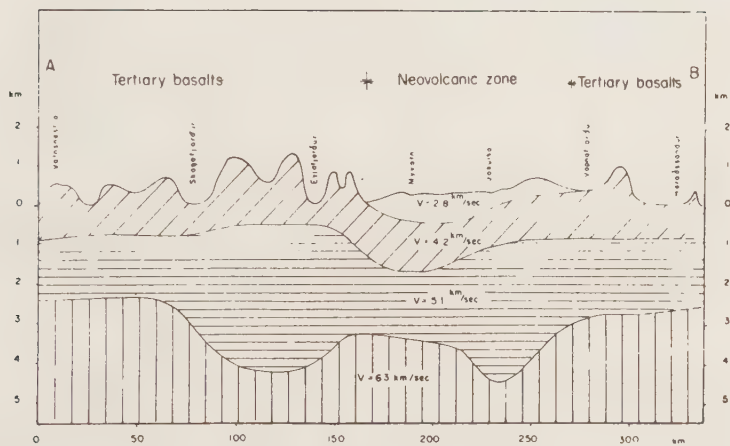


Abb. 4 Vier-Schichten Modell als Ergebnis der Refraktions-seismik von PALMASON (1963) in Nord-Island.

(aus PALMASON 1963, Fig. 4)

1.4.4 Die geothermische Tiefenstufe in Island

In Island wurden verschiedene Verfahren angewandt, die Temperatur-Verteilung in der Vertikalen zu bestimmen; neben der Ableitung der Temperatur aus geoelektrischen Messungen wurde der Temperatur-Gradient auch direkt in Bohrlöchern gemessen. Für die Magnetik ist der Temperatur-Gradient von Bedeutung für die Abschätzung der Curie-Tiefe bei der Störkörperberechnung, die Kenntnis der Curie-Temperatur der Träger der Magnetisierung vorausgesetzt.

Die direkte Messung des Temperatur-Gradienten in Bohrlöchern ist wegen der starken Beeinflussung durch fließendes Wasser bis in Tiefen über 2 km problematisch. Die Messung des ungestörten Gradienten reichen in Island von $37\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ bis $165\text{ }^{\circ}\text{C/km}$; der Mittelwert beträgt $85\text{ }^{\circ}\text{C/km}$. Eine Zusammenstellung dieser Messungen in Nicht-Thermal Gebieten und aus Bohrlöchern eigens für die Bestimmung von repräsentativen und ungestörten Temperatur-Gradienten ist in Abb. 5 zu sehen. Die Messungen in Süd- und Südwest-Island sind auf eine Linie projiziert, die die beiden Zweige der 'Jungvulkanischen Zone' senkrecht zum Streichen schneidet. Ein Maximum des Wärmeflusses ist nur über dem westlichen Zweig (Reykjanes-Langjökull Zone) ausgebildet, obwohl die östliche Zone aktiver ist und zumindest seit historischer Zeit weitaus mehr Laven gefördert hat.

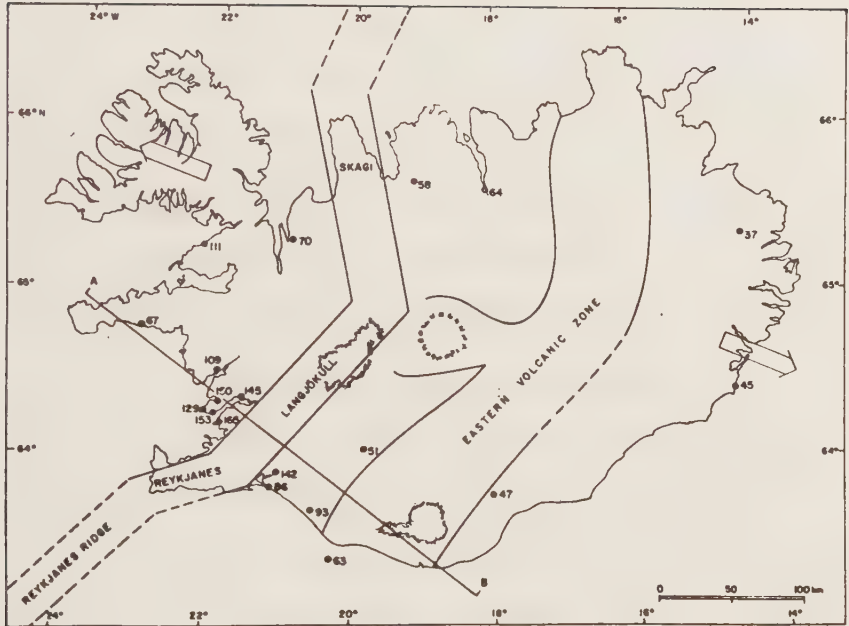


Abb. 5 Regionaler Temperatur-Gradient ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) in Island
aus Bohrlochmessungen

Die Pfeile geben die Driftrichtung an. Zu beachten
ist der niedrige Temperatur-Gradient in der
östlichen Jungvulkanischen Zone.

(aus PALMASON 1973, Fig. 11)

Im Meßgebiet der Bodenmagnetik (ΔZ) Nordost-Island und Ost-Island existieren bisher nur wenige Messungen des regionalen Temperatur-Gradienten; in Akureyri wird er mit $64\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, in Thorshöfn mit $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ und in Ost-Island (Reydarfjörður) mit nur $37\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (kleinster Wert in Island) angegeben. In den Hochthermal-Gebieten dagegen, wie beispielsweise Namafjall und Krafla im Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone', wird in 1 km Tiefe bereits eine Temperatur von über $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht; doch sind dies lokale Erscheinungen.

Die Diskrepanz zwischen der hohen vulkanischen Aktivität in der östlichen 'Jungvulkanischen Zone' und dem verhältnismäßig niedrigen Wärmefluß wird mit dem geringen Alter dieser Zone erklärt (PALMASON 1973).

2. Bodenmagnetik (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Island

Island bietet die auf der Welt einzigartige Gelegenheit, eine aktive Riftzone eines mittelozeanischen Rückens an Land studieren zu können. Das Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München hat daher 1965, 1967, 1970 und 1973 eine ausgedehnte Bodenmagnetik (ΔZ) längs Profilen mit engem Punktabstand durchgeführt. Diese Messungen sind nach Kenntnis des Autors die einzigen regionalen Bodenvermessungen geomagnetischer Anomalien über einem aktiven Rift.

Eine von der isländischen Energiegesellschaft (Orkustofnun) durchgeführte Bodenmagnetik (ΔT) vom Fahrzeug aus auf allen isländischen Straßen ist, abgesehen von einem kleinen Profilstück im Ljosavatnssard (GUDMUNDSSON 1967), nicht ausgewertet und nicht veröffentlicht worden (SIGURGEIRSSON 1973). Die Anomalien im Ljosavatnssard wurden durch steil einfallende Basaltdecken oder durch Gangschwärme interpretiert, wobei die wesentliche Frage nach den Störkörpern zwar angeschnitten, aber keineswegs gelöst wurde.

2.1.1 Messungen (ΔZ) der Jahre 1965, 1967 und 1970

Im Rahmen der 'Deutschen Island Expedition' wurde zuerst 1965 von PETERSEN und SCHÖNHARTING die Differenzen der Vertikal-komponente (ΔZ) des Erdmagnetfeldes in Nord-Island entlang

von Straßen mit 500 m Punktabstand gemessen. Im Jahre 1967 wurde dann von SCHÖNHARTING ΔZ entlang zweier langer Profile (Haupt-Profil B 67 und Nord-Profil E 67) und einiger Spezialprofile mit einem Punktabstand von 10 bis 50 m über die Gesamtlänge von 350 km gemessen. Vor allem zur Bestätigung der Gültigkeit der Korrelation der regionalen Anomalien zwischen den beiden langen Profilen B 67 und E 67 wurden 1970 von BECKER und MOHR weitere Profile ΔZ mit 50 m Punktabstand vermessen. Die Messungen der Jahre 1965 und 1967 sind von SCHÖNHARTING (1969) beschrieben; die Messungen 1970 von BECKER und MOHR (1971) (siehe Tabelle 1).

In der vorliegenden Arbeit werden nur die Messungen auf Profilen mit engem Punktabstand (mindestens 50 m) weiterverwendet; die Bodenmagnetik von 1965 wurde also nicht mit aufgenommen.

2.1.2 Feldarbeit 1973

Auf Anregung von Prof. Dr. G. Angenheister wurde die Feldmagnetik mit engem Punktabstand in Nordost-Island fortgesetzt. Da bei der Auswertung der bisherigen Messungen die Problematik der Interpretation der Anomalien des Erdmagnetfeldes ohne Kenntnis wichtiger Parameter der Magnetisierung erkannt worden war, wurde das Forschungsvorhaben um folgende Punkte erweitert: Im gesamten Meßgebiet und auf den Zufahrtswegen sollten Proben möglichst

aller Formationen für gesteinsmagnetische Untersuchungen entnommen werden. Das schon traditionelle Meßgebiet Nordost-Island wurde verlassen und außerdem Messungen in Ost-Island (Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet), also im Bereich der östlichen tertiären Plateaubasalte, gemacht. Dabei sollte insbesondere die Frage geklärt werden, ob die geologisch gut untersuchten Gangschwärme in diesem Gebiet (WALKER 1959) regionale geomagnetische Anomalien verursachen (Kap. 3).

Die Leitung und Betreuung der weiteren Arbeit hat Prof. Dr. H. Soffel übernommen. Nachdem durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) die Finanzierung der Reisekosten sichergestellt war, konnte im Sommer 1973 eine weitere Meßfahrt nach Island unternommen werden. Die Planung, Vorbereitung und Durchführung der Meßfahrt 1973 war die Aufgabe des Autors.

Die Feldmessungen wurden von Prof. Dr. H. Soffel, Dr. C. Schweitzer und dem Verfasser vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München gemacht. Dr. U. Kramm und T. Sachtleben vom Mineralogisch Petrographischen Institut der Universität zu Köln waren vor allem mit der Probenentnahme beschäftigt. Für die Durchführung des Unternehmens stand von der DFG als Leihwagen ein Landrover zur Verfügung; um den Tross bewältigen zu können und insbesondere bei Autopannen nicht völlig hilflos dazustehen, wurde außerdem noch ein eigener VW-Bus

mitgenommen. Mit den beiden Fahrzeugen konnte dann in zwei Gruppen (die 'Münchner' und die 'Kölner') effektiv gearbeitet werden.

Die 'Münchner' arbeiteten zunächst mit 3 Torsionsmagnetometern (2 Askania Gfz und 1 Mikro Gfz) an der Vervollständigung der Bodenmagnetik (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Island; außerdem wurden dabei aus den postglazialen und quartären Formationen Proben entnommen, die als repräsentativ für die 'Jungvulkanische Zone' angesehen werden können. Im Anschluß daran wurden im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet zwei Profile ΔZ gemessen (Kap. 3) und die 'Kölner' bei der Probenentnahme der tertiären Formationen abgelöst.

Insgesamt wurden neben einigen Spezialprofilen mit 1 bis 5 m Punktabstand etwa 350 km mit 50 m Punktabstand neu vermessen und über 1000 Gesteinsproben mit Bohrmaschinen gebohrt und teilweise orientiert entnommen.

2.2 Verarbeitung des Beobachtungsmaterials (ΔZ) der Jahre 1967, 1970 und 1973

In der vorliegenden Arbeit sollen die Meßdaten der Profile ΔZ mit 50 m Punktabstand der Jahre 1967, 1970 und der neuen Daten von 1973 zusammen dargestellt und ausgewertet werden. Zunächst soll dies für das Meßgebiet Nordost-Island geschehen; im Kap. 3 wird die Messung in Ost-Island beschrieben. Der Tabelle 1 sind Angaben über die verwendeten Profile wie Bezeichnung und Länge und Namen der an der Messung beteiligten Personen und Veröffentlichungen der Ergebnisse zu entnehmen.

Tabelle 1

Verwendete Messungen (ΔZ) 1967, 1970, 1973

Profile mit Punktabstand 50 m

Jahr	Profil-Bezeichnung	Länge in km	gemessen von:	
1967	B 67 Haupt-Profil E 67 Nord-Profil	150 245 95	G. + W. Schönharting	G. Schönharting Dissertation 1969
1970	A 70 Süd-Profil C 70 Hlidarfjall-Profil D 70 Krafla-Profil F 70 Reykjaheidi-Profil (Teil) G 70 Gardur-Profil (Teil)	70 70 100 325 20 65	H. Becker P. Mohr	H. Becker, P. Mohr Diplomarbeit 1971 G. Angenheister, H. Becker, P. Mohr DFG-Forschungsbe- richt 1972
1973	L 73 Ljosavatnsskard (Anschluß C 70) P 73 Feistareykjabunga-Profil F 73 Reykjaheidi-Profil G 73 Gardur-Profil S 73 Süd-Profil Tj 73 Tjörnes-NS-Profil Jo 73 Jökulsa-NS-Profil RN 73 Reydarfjörður-N-Profil RS 73 Reydarfjörður-S-Profil	18 80 45 25 364 30 40 42 40 44	H. Becker C. Schweitzer H. Soffel	

Das gesamte Beobachtungsmaterial der Profilmessungen ΔZ mit 50 m Punktabstand der Jahre 1967, 1970 und 1973 wurde einheitlich dargestellt. Dazu wurden sämtliche Meßwerte auf Lochkarten übertragen. Die Werte des Haupt-Profils B 67 und des Nord-Profils E 67 von SCHÖNHARTING wurden aus seinen Originalaufzeichnungen abgelesen.

Das Festhalten aller Meßdaten ΔZ (etwa 20.000) auf Lochkarten (von BECKER & MOHR 1971 begonnen) ermöglichte die Bearbeitung des Materials mit Hilfe elektronischer Datenverarbeitung, die am Leibnitz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München gemacht wurde.

Folgende Algol- und Fortran-Programme für den Rechner TR 440 wurden teilweise entwickelt, modifiziert und kamen zur Anwendung (Ausdruck der Programme im Anhang):

Umrechnung Skalenwerte, Niveausgleich, lokale und regionale Korrekturen

Numerische Wellenlängentiefpaaß-Filterung mit Abrißwellenlängen von 200 m, 400 m, 800 m und 1600 m

Berechnung der Feldfortsetzung nach oben (Filterung im Frequenzbereich)

Graphische Darstellung der berechneten Daten (Steuerung eines Benson-Plotters)

2-dimensionale Störkörperberechnung

2.2.1 Referenzfeld, Nullniveau und Korrekturen

Die Messungen ΔZ von 1970 und 1973 sind auf das Haupt-Profil B 67 bezogen. Um das gleiche Niveau der Messungen von 1967 bis 1973 zu gewährleisten, wurde 1970 und 1973 ein Teil des Haupt-Profiles nachgemessen und zwar auf der Straße zwischen dem Fluß Jökulsa à Fjöllum und dem Hof Grimstadir, wo infolge der Sedimentbedeckung das Schwankungsfeld klein ist. Die Übereinstimmung der Wiederholungsmessungen auf diesem Profilstück war so gut, daß die Niveaus mit einer Genauigkeit von ± 10 Gamma angeglichen werden konnten.

Um die Konstanz der Niveaus der einzelnen Instrumente zu überprüfen, wurden täglich mehrmals Wiederholungsmessungen an Basispunkten durchgeführt, die am Ende der Meßkampagne untereinander verbunden und nochmals überprüft wurden.

Als wesentlich problematischer hat sich die Festlegung des Nullniveaus erwiesen. Schon allein wegen der gemeinsamen Darstellung der Meßdaten von 1967 bis 1973 wurde dem Vorschlag von SCHÖNHARTING (1969) gefolgt: Die ΔZ -Meßwerte auf dem westlichen Teil des Haupt-Profiles B 67 und auf dem östlichen Teil wurden gemittelt. Aus der Differenz dieser Mittelwerte wurde ein konstanter West-Ost-Gradient von 2 Gamma/km berechnet, der gut mit dem Gradienten von 1.7 Gamma/km des Regionalfeldes der Totalintensität, ab-

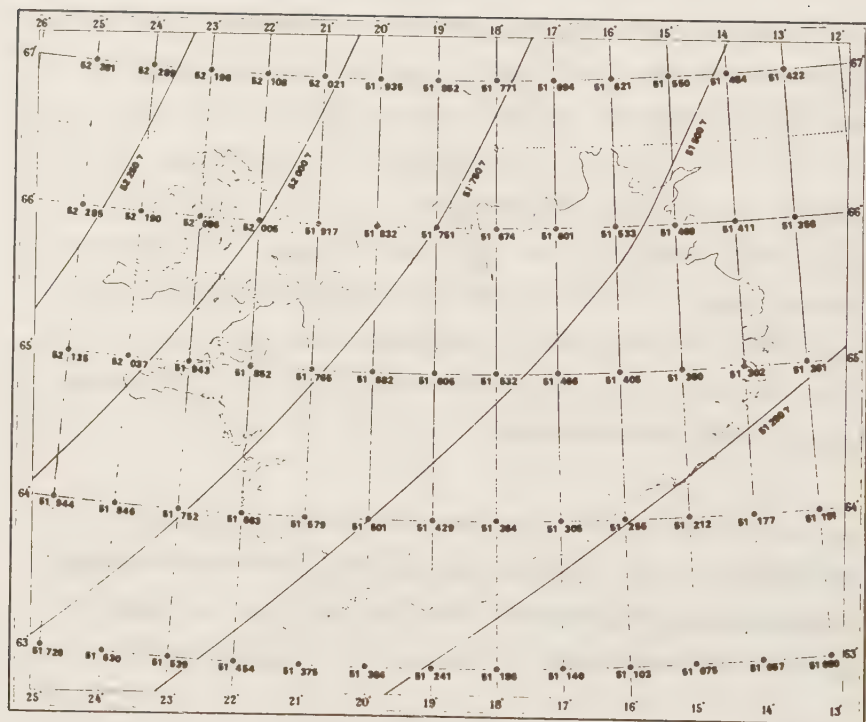


Abb.6 Regionalfeld in Island abgeleitet aus der optimalen Anpassung der Polynome dritten Grades der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968) (aus: SIGURGEIRSSON 1970)

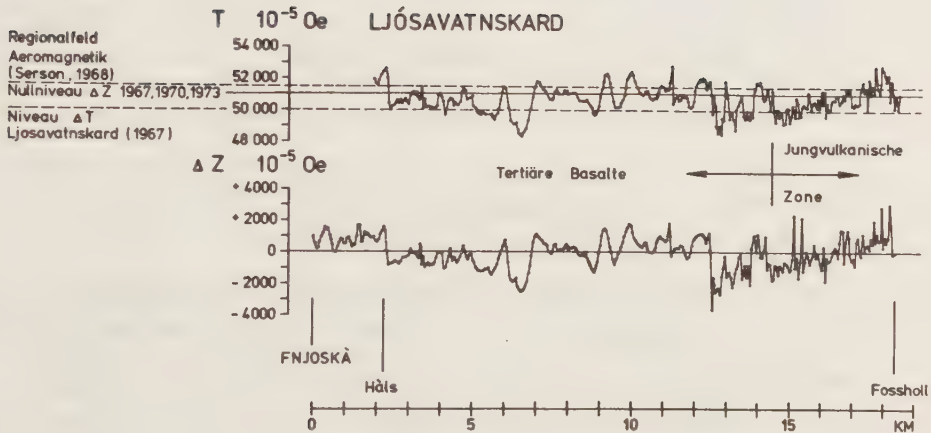


Abb. 7 Messung der Totalintensität T (GUDMUNDSSON 1967) und der Differenzwerte der Vertikalkomponente ΔZ des Erdmagnetfeldes auf der Straße im Ljosavatnsskard

- Gestrichelte Linie : Regionalfeld der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968)
: Nulllinie von T (50.000 Gamma) nach GUDMUNDSSON (1967)
- Durchgezogene Linie : Nullniveau (Bezugsfeld) der Messungen von ΔZ 1967 bis 1973

geleitet aus der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968), übereinstimmt (Abb. 6). Dieser Darstellung des Regionalfeldes wurde ein NS-Gradient von 1.2 Gamma/km entnommen, der ebenfalls im Nullniveau berücksichtigt wurde. Die Mittelung der ΔZ -Messwerte der beiden Profile im Reydarfjördur (Meßgebiet Ost-Island) ergab ein um 320 Gamma tieferes Nullniveau in sehr guter Übereinstimmung mit dem Gradienten des Regionalfeldes.

Nicht gelungen hingegen ist die Festlegung des absoluten Bezugsfeldes. Das von der Abteilung 'Natural Heat' der staatlichen isländischen Energie-Gesellschaft gemessene Profil der Totalintensität im Ljosavatnssard (GUDMUNDSSON 1967) wurde 1973 auf der gleichen Strecke und mit dem gleichen Punktabstand von 50 m nachgemessen (ΔZ -Profil L 73). Aus der Darstellung dieser beiden Profile (T und ΔZ) in der Abb. 7 ist die Diskrepanz der Regionalfelder ersichtlich. Bei Berücksichtigung einer jährlichen Zunahme der Totalintensität von etwa 40 Gamma (gemessen am Leirvogur Observatorium Reykjavik) ist das Regionalfeld der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968), abgeleitet aus der optimalen Anpassung der Polynome dritten Grades, und die Nulllinie der Messung der Totalintensität mit einem Protonenmagnetometer (GUDMUNDSSON 1967) zusammen mit dem Nullniveau der ΔZ -Messungen von 1967, 1970 und 1973 eingezeichnet. Das Bezugsfeld von 50.000 Gamma der Totalintensität der Messung im Ljosavatnssard scheint willkürlich festgelegt worden zu sein; aus der negativen Anomalie von km 2 bis km 7 wurde so eine positive Anomalie. Das Regionalfeld der Aeromagnetik

liegt etwa 400 Gamma höher als das Nullniveau der ΔZ -Profile 1967, 1970 und 1973.

Als ein erfreuliches Ergebnis dieser Gegenüberstellung ist die gute Reproduzierbarkeit der Messungen zu werten.

Abweichungen zwischen den beiden verschiedenen Messungen (T und ΔZ) ergaben sich vor allem im Bereich der 'Jungvulkanischen Zone', bedingt durch das höhere scheinbare Schwankungsfeld über den postglazialen Laven.

Am Science Institute University of Iceland in Reykjavik konnten die Aufzeichnungen der zeitlichen Variation des Erdmagnetfeldes eingesehen werden. Sie lagen in den meisten Fällen unter 50 Gamma und nur selten über 200 Gamma. Da sowohl die Amplituden des Schwankungsfeldes, als auch die Amplituden der regionalen Anomalien sehr viel größer als die der zeitlichen Variationen (Faktor 10 bis 100) sind, wurde auf eine zeitliche Reduktion der Meßwerte verzichtet.

2.2.2 Anlage der Profile im Meßgebiet Nordost-Inland

Die 1967, 1970 und 1973 gemessenen Profile (ΔZ) in Nordost-Inland überdecken ein Areal von etwa 10.000 km². Die Abb. 8 zeigt die Lage dieser Profile (punktiert), auf denen mit 50 m Punktabstand gemessen wurde. Abgesehen von

zwei NS-Profilen (Tj 73 und Jo 73) verlaufen alle anderen senkrecht zum Streichen der 'Jungvulkanischen Zone'. Die straffierte Zone in der Lageskizze der Abb. 8 kennzeichnet die Zone postglazialen Vulkanismus im Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone'. Zur Vereinfachung der weiteren graphischen Darstellung wurde der Profilverlauf auf Gerade projiziert (durchgezogene Linien der Abb. 8 mit 10 km Distanzmarken).

Der größte Teil der Profile führt über wegloses Gelände, über Sümpfe, Gebirge, glaziale Schotterflächen und Lavawüsten, wodurch auch die Art der Fortbewegung diktiert wurde - nämlich zu Fuß. Die an sich stumpfsinnige Routine-messung auf den langen Profilen mit 50 m Punktabstand wurde so zu einem sportlichen Ereignis voller Schwierigkeiten und Überraschungen.

4 Profile überqueren die westlichen tertiären Plateaubasalte vom Eyjafjördur zum Bardardalur; alle anderen Profile liegen in der 'Jungvulkanischen Zone', die vom Süd-Profil A 70 + S 73, vom Haupt-Profil B 67 und vom Gardur-Profil G 70 + 73 überquert wird.

Die in dieser Arbeit verwendeten Profile im Meßgebiet Nordost-Inland haben eine Gesamtlänge von 850 km.



Abb. 8 Lageplan der Profile im Meßgebiet Nordost-Island

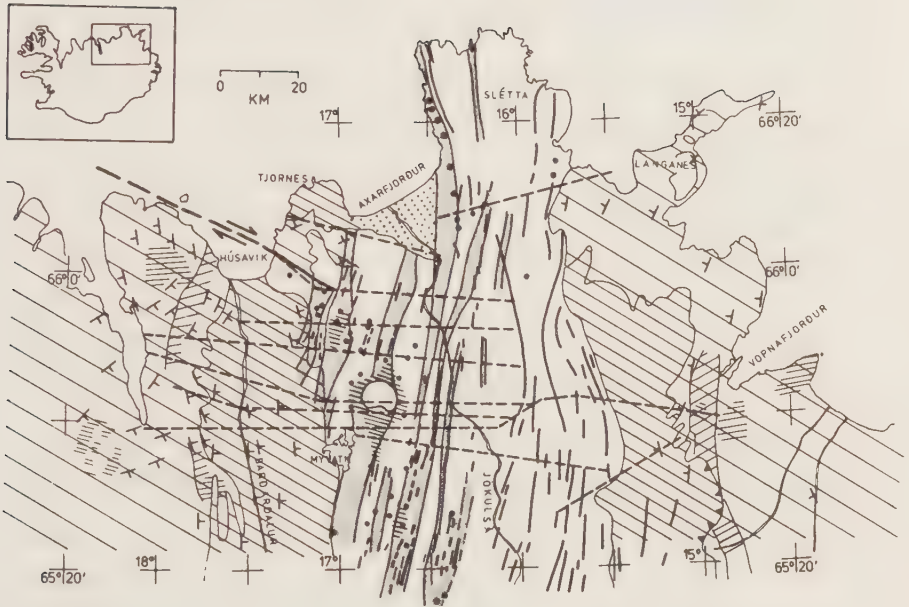
Der Profilverlauf ist punktiert dargestellt; die durchgezogenen Linien mit den 10 km Distanzmarken sind die Projektion. Straffiert ist die Zone postglazialen Vulkanismus.

2.2.3 Geologie des Meßgebietes Nordost-Island

In der Abb. 9 ist für das Meßgebiet Nordost-Island ein Teil der geologischen Strukturkarte von SAEMUNDSSON (1973) und der Verlauf der ΔZ -Profile gezeichnet worden. In dieser Karte kommen einige wesentliche geologische Vorstellungen zum Ausdruck.

Klar ersichtlich ist die Dreiteilung des Meßgebietes in westliche tertiäre Plateaubasalte (älter als 3 m.y.), 'Jungvulkanische Zone' (jünger als 0.7 m.y.), die der Zone mit normal magnetisierten Vulkaniten der Bruhnes-Erdmagnetfeld-Epoche entspricht, und östliche tertiäre Plateaubasalte. Eigens signiert sind die (quartären) Flutbasalte (0.7 bis 3 m.y.), die im Westen 5 bis 10 km über das Bardardalur hinüberreichen und im östlichen Teil gegen die tertiären Plateaubasalte der Halbinsel Langes divergieren.

Die Flutbasalte fallen zur 'Jungvulkanischen Zone' hin ein; eine Ausnahme bilden nur der nördliche Teil von Flatey und die Halbinsel Tjörnes. K-Ar-Altersbestimmungen der Gesteine von Tjörnes kennzeichnen diese Halbinsel als einen Fremdkörper in der 'Jungvulkanischen Zone'. Die südliche Begrenzung dieser alten Gesteine bildet die Husavik-Verwerfungslinie, die ein Teil der von WARD (1971) postulierten 'Tjörnes-Fracture-Zone' ist.



LEGENDE

-  JÖKULSÁ-SCHUTT
-  FLUTBASALTE < 0.7 my
-  FLUTBASALTE 3 - 0.7 my
-  TERTIÄRE FLUTBASALTE > 3 my
-  SCHER-ZONE
-  • ERUPTIONS-ZENTRUM
-  SPALTEN-ERUPTION
-  ZENTRAL-VULKAN
-  KALDERA
-  SPALTEN-SCHWARM
-  UNTERSTE TILLITE
-  STREICHEN / FALLEN
-  VERWERFUNG-ZONE
-  ---- ΔZ PROFILE

Abb. 9

Geologische Strukturkarte des
Meßgebietes NE-Island nach
SAEMUNDSSON (1973) mit dem
Verlauf der Profile ΔZ der
Bodenmagnetik (gestrichelt)

Zwei der ΔZ -Profile überqueren die beiden Zentralvulkane im Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone', Peistareykir und Krafla, deren auffällige Spuren an der Oberfläche Solfatarenfelder, saure Eruptiva und Spaltenschwärme sind. Zentralvulkane sind bisher nur in der 'Jungvulkanischen Zone' und in den tertiären Arealen, dagegen nicht in den dazwischen liegenden Zonen, kartiert worden.

Auffällige lineare Strukturen in der 'Jungvulkanischen Zone' sind die Spaltenschwärme und Eruptionsspalten mit vorherrschend nordsüdlichem Streichen. Der westliche Spaltenschwarm wird durch die Husavik-Verwerfungslinie abgeschnitten.

Bei der Auswertung der Feldmagnetik wurde versucht, durch Auflegen der Montage der gemessenen Profile auf diese geologische Strukturkarte eine Korrelation der magnetischen Anomalien mit geologischen Strukturen zu erkennen. Wie in Kap. 2.4 erläutert wird, ist dies für einen großen Teil der Anomalien möglich.

2.2.4 Graphische Darstellung und Montage der Meßdaten

Da alle Meßergebnisse auf Lochkarten übertragen worden waren, wurde die weitere Auswertung mit elektronischer Datenverarbeitung gemacht. So konnte mit Hilfe einer Plot-Prozudur, die am Leibnitz-Rechenzentrum München für den Rechner TR 440 zur Verfügung stand, ein Benson-Plotter zur graphischen Darstellung aller Daten gesteuert werden (Algol-Programm im Anhang).

Die Abb.10 zeigt die Montage der vom Plotter gezeichneten Profile (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Inland. Zur besseren Übersichtlichkeit wurde der NS-Maßstab vom Breitengrad $65^{\circ}20'$ bis $65^{\circ}45'$ gedehnt (gestrichelte Koordinatenmarkierung) und die beiden NS-Profile (Tj 73 und Jo 73) herausgezeichnet.

Als hervorstechendes Merkmal fallen zunächst die großen Schwankungswerte des Erdmagnetfeldes auf. Im einzelnen sind Anomalien verschiedenster Halbwertsbreite (100 m bis 25 km) und Amplitude (bis 17000 Gamma) zu erkennen. In dieser Darstellung können noch Amplituden von 200 Gamma identifiziert werden (1mm in der Vertikalen entsprechen 1000 Gamma; die Strichstärke der Nulllinie beträgt etwa 0.1 mm). In der weiteren Auswertung werden nur Anomalien mit Amplituden über 1000 Gamma betrachtet, weshalb auch die Unterlassung der Korrektur der zeitlichen Variation

des Erdmagnetfeldes zu vertreten ist. Im Anhang sind alle ΔZ -Meßwerte der Profile mit 50 m Punktabstand abgedruckt (Ausdruck der Lochkarten).

Die weitere Auswertung erfolgte mit Hilfe von Filterungsverfahren. Da jedoch alle Information in diesen Originaldaten steckt, sollen einige der Anomalien kurz beschrieben werden. In vielen Fällen ist ein direkter Zusammenhang zwischen den Anomalien des Erdmagnetfeldes und den auffälligen geologischen Strukturen erkennbar.

Die Zone postglazialen Vulkanismus macht sich zunächst durch das größte Schwankungsfeld bemerkbar. Außerdem existiert über dieser Zone eine langwellige positive Anomalie, die von negativen Anomalien unterbrochen ist, die über Hochthermal-Gebieten (z.B. Namaskard und Peistareykir) gemessen wurden (siehe Kap. 2.3.4). Die zentrale positive Anomalie soll im folgenden mit N_1 bezeichnet werden.

Die meisten der großen Anomalien mit Halbwertsbreiten von 0.5 bis 2 km und Amplituden bis 10.000 Gamma werden durch Gänge und Gangschwärme verursacht. Die NS-streichenden Eruptionsspalten in der 'Jungvulkanischen Zone' wie Kraeduborgir, Rauduborgir, Sveinagjá, Sveinar, Fjallagjá und die östlich der Jökulsá á Fjöllum gelegenen zahlreichen namenlosen Eruptionsspalten lassen sich solchen Anomalien zuordnen, die über mehrere Profile verfolgt werden können.

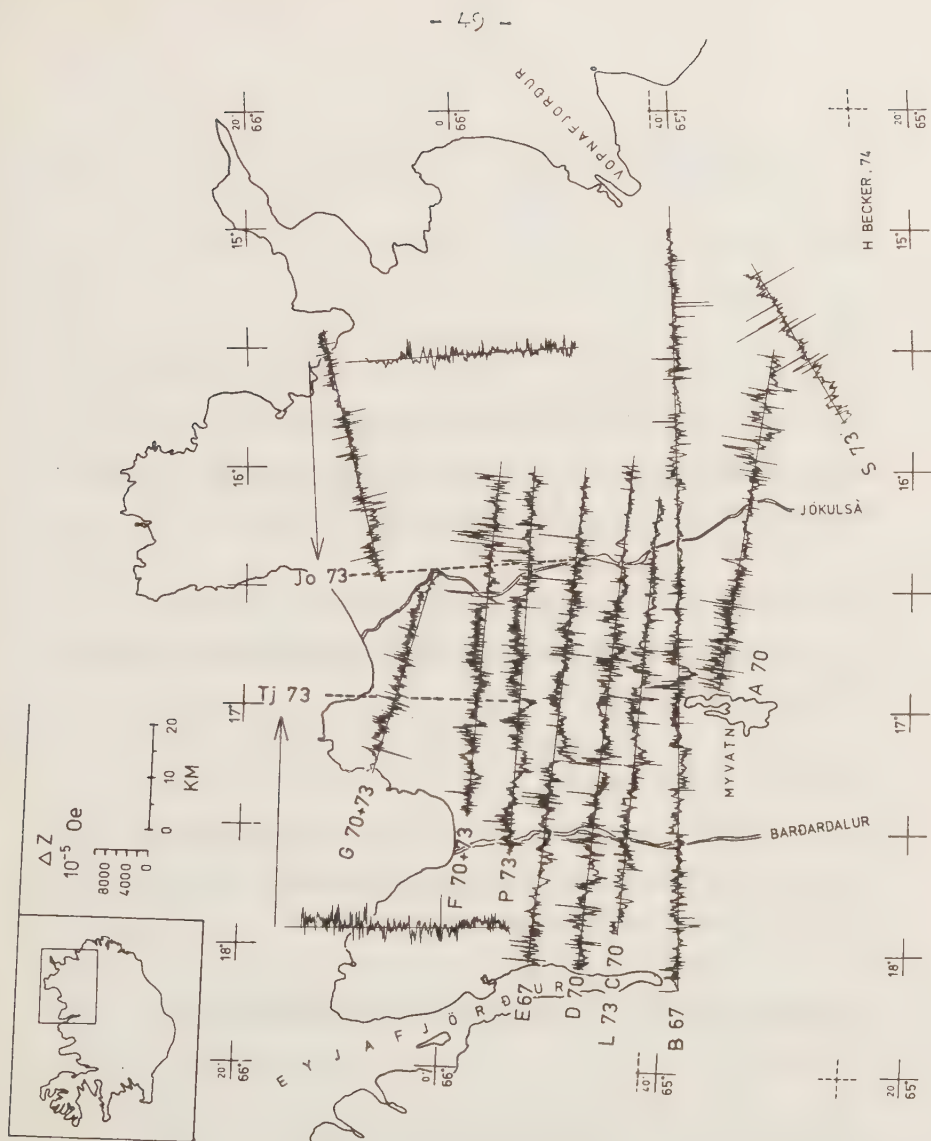


Abb. 1o Montage der ΔZ -Profile im Meßgebiet Nordost-Island

Der NS-Maßstab vom Breitengrad $65^{\circ} 20'$ bis $65^{\circ} 45'$ wurde gedehnt (gestrichelte Koordinatenmarkierung) und die beiden NS-Profile herausgezeichnet.

Mit Sicherheit können daher als Störkörper für diese Anomalien Gangschwärme (Förderkanäle der Eruptionen) angesehen werden.

Dagegen ist eine sichere Korrelation der Anomalien in der 'Jungvulkanischen Zone' mit den kartierten Spaltenschwärmen (siehe geologische Strukturkarte in Abb. 9) nicht möglich, was gegen die Vorstellung spricht, daß sich Gangschwärme unter den Spaltenschwärmen befinden.

Für eine weitere Auswertung der ΔZ -Messungen erscheint es sinnvoll, die verschiedenen sich überlagernden lokalen und regionalen Anomalien zu trennen, was beispielsweise als Trennung nach den Wellenlängen der Anomalien durch numerische Filterung möglich ist. Die weitere Interpretation insbesondere der langwelligen Anomalien und deren Korrelierbarkeit, soll nach der Durchführung der Filterung beschrieben werden (Kap. 2.4).

Das etwas verwirrende Bild der Original-Meßdaten der Bodenmagnetik in der Abb. 10 sollte jedoch im Auge behalten werden, vor allem bei der Betrachtung der glatten übersichtlichen regionalen Anomalien, die durch eine Feldfortsetzung dieser Daten in 4000 m Höhe berechnet wurden (Abb. 15). Diese Höhe entspricht der üblichen Meßebene bei der Vermessung geomagnetischer Anomalien über Riftzonen vom Flugzeug oder vom Schiff aus.

2.3 Filterung und Feldfortsetzung nach oben

Von den vielfältigen Verfahren zur Filterung wurden in der vorliegenden Arbeit dieselben Methoden wie bei der Auswertung der Magnetik 1970 (BECKER und MOHR 1971) verwendet. Da die Profile von 1970 weiterverarbeitet wurden, sollten zum einen die Ergebnisse vergleichbar sein; zum anderen werden die Forderungen nach einer sauberen Trennung lokaler und regionaler Anomalien bei Erhaltung der Amplitude, Halbwertsbreite und des Nullniveaus bei der verwendeten numerischen Wellenlängenfilterung nach dem Verfahren von ZURFLUEH (1967) erfüllt. Das Algol-Programm zur Durchführung der Filterung (siehe Anhang) ist eine vereinfachte Version des Programms von POHL (1971).

Eine andere Charakteristik der Filterung wurde durch die Berechnung der Feldfortsetzung nach oben erreicht: Es bleiben dabei weder die Amplitude, noch die Halbwertsbreite der Anomalie, noch das Nullniveau erhalten, wobei die Amplituden mit kurzer Wellenlänge stärker reduziert werden als die der längeren.

Die Feldfortsetzung nach oben wurde insbesondere zum Vergleich der am Boden gemessenen Anomalien mit jenen der Aeromagnetik durchgeführt (Kap. 2.5). Weiterhin sind die regionalen geomagnetischen Anomalien in der Feldfortsetzung nach oben für große Höhe (z.B. 4000 m) gut zu erkennen.

2.3.1 Filterung (numerische Wellenlängenfilterung)

Bei der Filterung ist vor allem darauf zu achten, daß die Filter solch wesentlichen Eigenschaften der Anomalien wie Halbwertsbreite, Amplitude oder Gradient an den Rändern nicht beeinflussen. Kleine Anomalien mit Halbwertsbreiten kleiner als die Abrißwellenlänge der Filter werden bei der einmaligen Anwendung der Filter nicht vollständig herausgefiltert, sondern meist abgeschwächt und verbreitert, wodurch Störkörper in größerer Tiefe vorgetäuscht werden können. Um Spitzen effektiv wegzufiltern, ist es günstig, die Filter sukzessiv mit größer werdender Abrißwellenlänge anzuwenden.

Die in dieser Arbeit verwendeten Filter sind bei ZURFLUEH (1967) entnommen; die Berechnung dieser digitalen Filter ist bei DARBY und DAVIES (1967) ausführlich dargestellt.

Die Wirkungsweise eines Filters ist gegeben durch den Durchlaß eines Impulses. Der Durchlaß eines Filters wird durch die 'Durchlaß-Funktion' beschrieben. Eine kontinuierliche Funktion sei aus einer Folge von Impulsen zusammengesetzt. Man erhält dann den Ausgang eines Filters durch eine Integration:

$$r(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} d(x-p) \cdot c(p) \cdot dp ;$$

Dabei ist $r(x)$ der Filterausgang, $d(x)$ der Filtereingang und $c(p)$ die Filterdurchlaßfunktion. Man nennt diese Gleichung

das Konvolutions-Integral. Statt Filterung kann diese Operation auch als Kreuz-Korrelation bezeichnet werden.

Hat man wie in unserem Fall keine kontinuierliche Funktion, sondern Meßdaten mit gleichem Punktabstand, so ist das Integral durch die folgende Summe zu ersetzen:

$$r(x) = \Delta p \sum_m d(x - m \Delta p) \cdot c_m ;$$

Dabei wurde der Filteroperator $c(p)$ durch einen Satz von Filterkoeffizienten c_m (siehe Tabelle) ersetzt. Δp ist das Abstandsintervall zwischen den Meßpunkten.

Bei der Tiefpaßfilterung werden Anomalien mit Wellenlängen kleiner als eine bestimmte 'Abrißwellenlänge' nicht mehr durchgelassen. Die Abrißwellenlänge wird als diejenige Wellenlänge definiert, bei der der Filter seine maximale Durchlässigkeit erreicht.

In der Tabelle 2 sind die Koeffizienten der Filter aufgeführt, die in dieser Arbeit verwandt wurden. Die Filter sind symmetrisch zu einem zentralen Wert aufgebaut (in der Tabelle unterstrichen), sodaß keine Phasenverschiebung auftritt. Weiterhin wurden die Koeffizienten auf 1 normiert; dadurch bleibt das Nullniveau beim Filtern unverändert. Der

Die Filterung geschieht durch Konvolution. Man legt den

Tabelle 2 Filterkoeffizienten der Wellenlängenfilterung

Abrißwellen-

länge	d	c	b	a	b	c	d
200 m	-0,03	0,04	0,28	<u>0,42</u>	0,28	0,04	-0,03
400 m	-0,014	-0,008	0,019	0,085	0,14	0,18	<u>0,2</u>
800 m	-0,007	-0,01	-0,004	0,0016	0,009	0,023	0,041
	0,041	0,056	0,068	0,08	0,09	0,099	<u>0,1</u>

Koeffizientensatz (a,b,c,d,...) an den Datensatz an ($x_1, x_2, x_3, \dots$) multipliziert die untereinanderstehenden Werte und summiert ($x_1 a + x_2 b + x_3 c + \dots$). Man erhält so das Ergebnis des in der Mitte gelegenen Wertes. Dann wird der Koeffizientensatz um eine Stelle verschoben und die obige Prozedur wiederholt.

Die Wirkungsweise der Wellenlängentieftpaß-Filterung für verschiedene Abrißwellenlängen ist aus der Abb. 11 ersichtlich. Das jeweils gleiche Profil (Süd-Profil A 70) wurde mit Abrißwellenlängen (AWL) von 200 m, 400 m, 800 m und 1600 m gefiltert; darunter sind die Original-Daten dargestellt. Zu beachten ist, daß das große Schwankungsfeld mit Spitzen über 8000 Gamma über der Burfellshraun (km 0 - 24), einer postglazialen Lavawüste, im Filter AWL = 200 m bereits stark reduziert ist. Die positive Anomalie mit 500 m Halbwertsbreite und 4500 Gamma Amplitude (km 26), die vermutlich durch den Gangschwarm des Sveinar-Grabensystems verursacht ist, wird

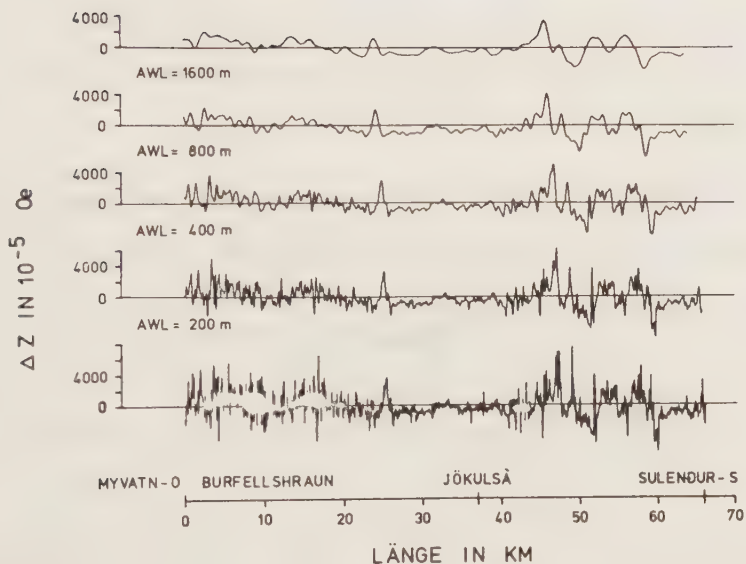


Abb. 11 Wirkungsweise der Wellenlängentiefpaaß-Filterung

Das Süd-Profil A 70 wurde nacheinander mit Abrißwellenlängen (AWL) von 200 m, 400 m, 800 m und 1600 m gefiltert (Punktabstand = 50 m).

erst im Filter $AWL = 1600$ m in der Halbwertsbreite verändert. Bis zur Filterung $AWL = 800$ m bleiben Halbwertsbreite und Amplitude der langwelligen Anomalien erhalten. (Vergleiche hierzu die Wirkungsweise der Feldfortsetzung nach oben für dasselbe Profil in Abb. 11).

Ein wesentlicher Schritt weiter zur Erkennung der regionalen Anomalien ist die Montage aller Profile des Meßgebiets Nordost-Inland mit 800 m Abrißwellenlänge im Tiefpaß gefiltert. Besonders gut zu erkennen ist die zentrale positive Anomalie über dem Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone' und im östlichen Teil die Anomalien der einzelnen postglazialen Eruptionsspalten. Weiterhin zu beachten ist der teilweise steile Gradient an den Rändern der langwelligen Anomalien (z.B. bei der zentralen positiven Anomalie im Peistarykjunga-Profil P 73). Da nur aus dem Gradient am Rand der Anomalie die Störkörper-Oberkante berechnet werden kann, wird auf dieses Ergebnis in Kap. 2.4 besonders eingegangen werden.



Abb. 12 Montage aller Profile (ΔZ) des Meßgebietes Nordost-Island im Tiefpaß mit 800 m Abrißwellenlänge (AWL) gefiltert.

Gleiche Darstellung

Abb. 10

2.3.2 Berechnung der Feldfortsetzung nach oben

Das zu berechnende Feld muß für die Feldfortsetzung ein Potentialfeld sein, was für die Vertikalkomponente des Magnetfeldes erfüllt ist. Das Feld in einer Höhe H über dem Meßprofil läßt sich dann aus einer Fourier-Analyse berechnen.

Die Anomalien des Erdmagnetfeldes entlang des Profils, d.h. Meßwerte mit einem konstanten Punktabstand, lassen sich durch eine trigonometrische Reihe darstellen:

$$f(x) = \sum_{p=0}^m (a_p \cdot \cos(p \cdot x) + b_p \cdot \sin(p \cdot x)) ; \quad (1)$$

Die Fourier-Koeffizienten a_p und b_p berechnet man aus der Gleichung:

$$a_p = r_p \sum_{k=0}^{n-1} y_k \cdot \cos(2\pi \cdot p \cdot k/n) ;$$
$$b_p = r_p \sum_{k=0}^{n-1} y_k \cdot \sin(2\pi \cdot p \cdot k/n) .$$

Dabei ist $r_p = 1/n$ falls $p = 0$ oder $p = n/2$ und $r_p = 2/n$ sonst. Die a_p und b_p werden berechnet für $p = 0, 1, 2, \dots, m$, wobei m gleich der nächsten ganzen Zahl kleiner als $n/2$ sein muß. n ist die Gesamtzahl der Meßpunkte entlang des Profils.

Die Berechnung der Fourier-Koeffizienten a_p und b_p wurde mit

einer Algol-Bibliotheks-Prozedur (ABP FOUANA), die am Leibnitz-Rechenzentrum zur Verfügung stand, durchgeführt. Die dabei verwendete Methode ist eine Abwandlung des rekursiven Verfahrens von Görtzel (1960).

Zur Berechnung des Feldes in einer Höhe H werden die Fourier-Koeffizienten mit Exponential-Faktoren multipliziert:

$$a_p(H) = a_p \cdot \exp(-p \cdot 2\pi \cdot H/L) ;$$

Dabei ist H die Höhe in der das Feld berechnet werden soll (negativ nach oben gerechnet), p der Laufindex und L die Profillänge.

Mit den so berechneten Fourier-Koeffizienten wurde nach Gleichung (1) die Fourier-Synthese durchgeführt; dazu konnte wieder eine Bibliotheks-Prozedur (ABP FOUSYSN) verwendet werden. Das Algol-Programm, mit dem die Feldfortsetzung berechnet wurde, stellt eine vereinfachte Version (zwei-dimensional) des Programms von POHL (1971) dar; es ist im Anhang zu finden.

Die Feldfortsetzung kann auch als Filterung aufgefasst werden: Im Gegensatz zu der vorhin beschriebenen Wellenlängenfilterung durch Konvolution im Entfernungsbereich, handelt es sich hier um eine Filterung im Frequenzbereich.

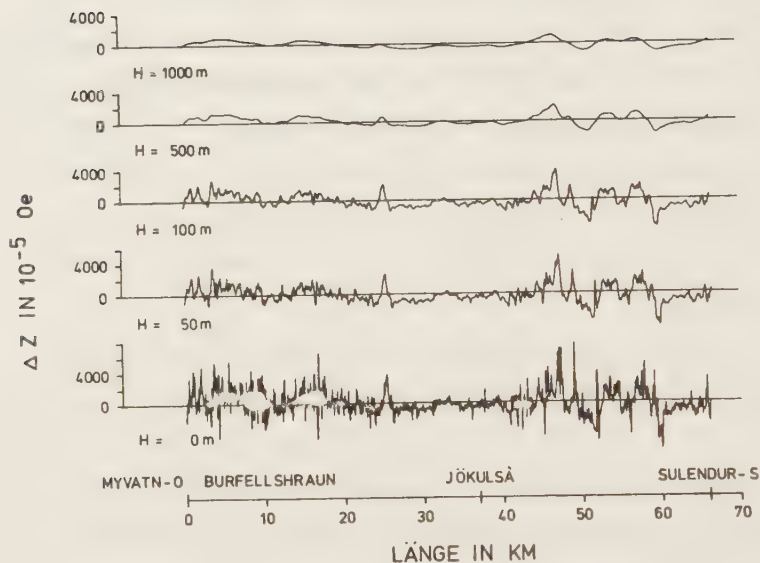


Abb. 13 Wirkungsweise der Feldfortsetzung nach oben

Die Feldfortsetzung nach oben wurde für das Süd-Profil A 70 für Höhen von 50 m, 100 m, 500 m und 1000 m berechnet. $H = 0 \text{ m}$ bezeichnet die am Boden gemessenen Werte (ΔZ). Der Maßstab für die Amplitude wurde beibehalten.

Bei der Feldfortsetzung ist zu beachten, daß die Koeffizienten durch die Auswahl des Analysenintervalls, d.h. im vorliegenden Fall durch die Länge des Profils, beeinflußt werden. Durch die Aneinanderreihung des begrenzten Intervalls entsteht eine periodische Funktion, wodurch bei einem Sprung zwischen Profilanfang und Profilende größere Amplituden bei den Koeffizienten der langen Wellenlängen vorgetäuscht werden. Dies führt bei der Feldfortsetzung an den Rändern zu Verfälschungen, die beachtet werden müssen.

Die Abb. 13 zeigt die Wirkungsweise der Feldfortsetzung nach oben. Wie im Beispiel zur Wellenlängentiefpfaß-Filterung ist hier für das gleiche Süd-Profil A 70 die Feldfortsetzung für Höhen von 50 m, 100 m, 500 m und 1000 m berechnet worden; das am Boden gemessene Original-Profil ist mit $H = 0$ m bezeichnet. Die Feldfortsetzung für $H = 50$ m entspricht etwa der Wellenlängentiefpfaß-Filterung mit 200 m Abrißwellenlänge; das Schwankungsfeld ist bereits herausgefiltert und die Amplituden der längeren Wellenlängen sind nur geringfügig reduziert. Bei der Berechnung der Feldfortsetzung für größere Höhen werden die Amplituden aller Wellenlängen dagegen auffällig verändert; dabei werden die Amplituden der kürzeren Wellenlängen stärker als die der längeren reduziert. In gleicher Weise, nur abhängig von der Profillänge, nimmt das Nullniveau ab.

Zum Vergleich mit der Aeromagnetik und zur extremen

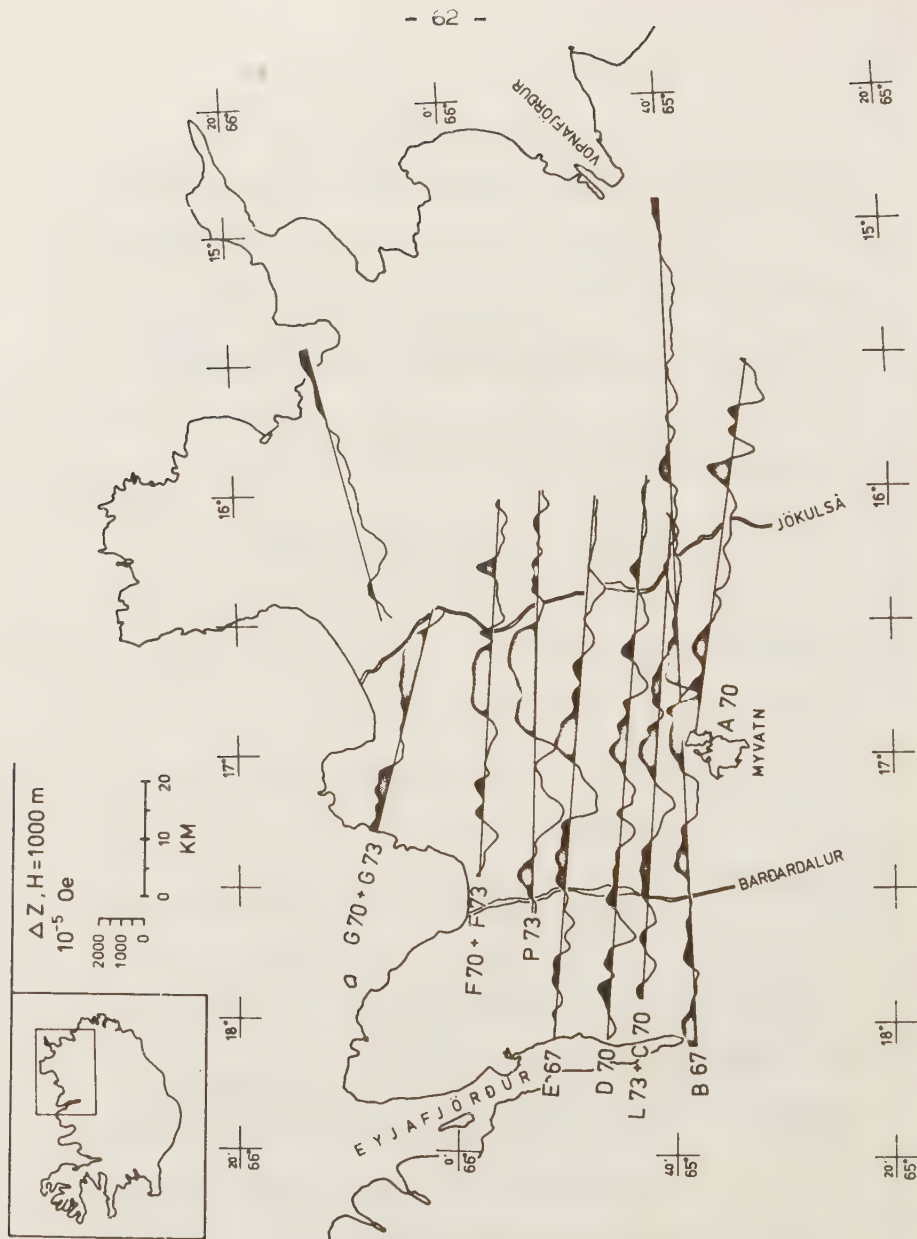


Abb. 14 Feldfortsetzung für 1000 m Höhe der Profile der Bodenmagnetik (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Island



Abb. 15 Feldfortsetzung für 4000 m Höhe der Profile der Bodenmagnetik (ΔZ) im Meßgebiet Nordost-Island

Filterung, um die regionalen Anomalien besser erkennen zu können, wurde die Feldfortsetzung aller Profile für 1000 m und 4000 m Höhe berechnet. Diese beiden Höhen entsprechen in etwa den beiden wesentlichen Flugmagnetometrien über Island von SIGURGEIRSSON (1970) in durchschnittlich etwa 900 m Höhe und von SERSON et al. (1968) in 3000 bis 4000 m Höhe (siehe Kap. 1.4.1). Während das Ergebnis der Aeromagnetik von SIGURGEIRSSON für das Meßgebiet Nordost-Island noch nicht veröffentlicht ist, können die für 4000 m Höhe fortgesetzten Profile der Bodenmagnetik mit der Aeromagnetik von SERSON verglichen werden (siehe Kap. 2.5).

Die regionalen geomagnetischen Anomalien kommen besonders klar in der Feldfortsetzung für 1000 m und 4000 m Höhe zum Ausdruck (siehe Abb. 14 und Abb. 15). Die Korrelierbarkeit der zentralen positiven Anomalie über alle Profile ist gut ersichtlich. Die nach Westen anschließende regionale negative Anomalie ist vom Haupt-Profil B 67 bis zum Peistareykjabunga-Profil P 73 zu verfolgen. Die negative Anomalie im Reykjaheidi-Profil F 70 + 73 kann vermutlich nicht mehr dazugerechnet werden; im Gardur-Profil G 70 + 73 ist die westliche regionale negative Anomalie überhaupt nicht mehr vorhanden. Eine Interpretation dafür wird in Kap. 2.4.5 gegeben. Weiter nach Westen bis zum Rand der 'Jungvulkanischen Zone', der etwa im Bardardalur verläuft, ist wieder eine positive regionale Anomalie vom Haupt-Profil B 67 bis zum Peistareykjabunga-Profil P 73 vorhanden. Westlich vom Bardardalur bis zum Eyjafjördur, also im Bereich der westlichen

tertiären Plateaubasalte, haben die Anomalien eine etwas kürzere Wellenlänge und sind nicht mehr über mehrere Profile korrelierbar (siehe hierzu Kap. 2.4.5).

Östlich der zentralen positiven Anomalie zeigt der regionale Feldverlauf eine andere Charakteristik der Anomalien. Es herrscht eine sehr langwellige negative Anomalie vor, die nur durch positive Anomalien der postglazialen und (?) pleistozänen Gangschwärme unterbrochen ist.

Die abschließende Diskussion und Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien im Meßgebiet Nordost-Island wird in Kap. 2.4.5 gegeben.

2.4 Störkörperberechnung und Interpretation der Anomalien

Nach der Trennung der Anomalien nach den Wellenlängen sollen für die verschiedenen Anteile der Anomalien die Störkörper beschrieben werden. Die Wellenlänge b.z.w. Halbwertsbreite ist ein Maß für die Tiefenlage der Störkörper; es erscheint daher sinnvoll, die Anomalien nach der Halbwertsbreite zu klassifizieren. Dies soll (etwas willkürlich) folgendermaßen geschehen:

Tabelle 3 Einteilung der Anomalien nach deren Halbwertsbreite (HwB)

HwB $\leq$ 0.1 km	= Schwankungsfeld (Kap. 2.4.2)
HwB = 0.1 - 1.0 km	= Anomalie mit kleiner HwB (Kap. 2.4.3)
HwB = 1.0 - 5.0 km	= Anomalie mit mittlerer HwB (Kap. 2.4.4)
HwB $\geq$ 5.0 km	= Anomalie mit großer HwB (Kap. 2.4.5)

Die noch beliebig vielen Möglichkeiten der Interpretation werden dadurch nicht eingeschränkt. Um die Vielzahl der Anomalien überhaupt interpretieren zu können, sollte weiter vereinfacht werden:

Homogene Magnetisierung der Störkörper

Beschränkung auf einfache Störkörper-Typen (Kap. 2.4.1)

Wie aus den gesteinsmagnetischen Untersuchungen ersichtlich ist, ist die Magnetisierung auch in kleinen Einheiten

keineswegs homogen; ebensowenig lassen sich die Störkörper in der natürlichen Form durch eine einfache Geometrie annähern. Die vorgeschlagenen Vereinfachungen sind um so eher zu vertreten, je weiter man sich bei der Messung von den Quellen entfernt.

2.4.1 Störkörper-Typen und Durchführung der Modell- rechnung

In Island sind etwa die oberen 1000 m des Aufbaus der Insel gut aufgeschlossen. Die vorherrschenden Strukturen sind horizontale oder leicht einfallende Basaltergüsse und meist vertikale Gänge. Die Anzahl der Gänge nimmt nach unten hin zu (WALKER 1959. In der tieferen Kruste werden Gangdichten von 100% vermutet; gleiche magnetische Eigenschaften haben große Intrusiva wie beispielsweise Gabbros. Aufgeschlossen sind solch dichte Intrusivkörper nur in Südwest-Island als sogenannte 'Dyke-Sheet-Complex' und sehr selten als Gabbros (z.B. Vesturhorn).

Die Diskussion der Störkörper-Typen wird sich auf die Gänge und Laven beschränken; deren magnetische Eigenschaften sind außerdem durch die gesteinsmagnetischen Untersuchungen belegt (Kap. 4). Die magnetischen Eigenschaften der Gabbros sind zwar aus anderen Untersuchungen

bekannt; Spekulation hingegen bleibt, inwieweit Gabbros für den Aufbau der tieferen Kruste Islands charakteristisch sind.

Der Punktabstand von 50 m, mit dem die ΔZ -Profile gemessen wurden, reicht im allgemeinen nicht aus, einzelne Gänge oder Lavalagen zu ermitteln, sondern nur Gruppen von Basaltlagen gleicher Polarität der Magnetisierung und entsprechende Gangsysteme.

Als weitere Störkörper-Typen werden sogenannte Löcher in der Magnetisierung diskutiert (Kap. 2.4.4), insbesondere um die negativen Anomalien über den Hochthermal-Gebieten zu erklären. Es kann gezeigt werden, daß die Magnetisierung der Basalte durch die intensive hydrothermale Aktivität in den Hochthermal-Gebieten zerstört worden ist.

Die geologischen und topographischen Strukturen in Nordost-Island haben eine überwiegende NS-Streichrichtung und werden von den ΔZ -Profilen der Feldmagnetik etwa senkrecht dazu gekreuzt. Man ist daher berechtigt, sich bei der Störkörperberechnung auf zwei-dimensionale Fälle zu beschränken. Dazu wurden ein Algol-Programm für den Großrechner TR 440 am Leibnitz-Rechenzentrum in München (BECKER & MOHR 1971) (siehe Anhang) und ein von POHL zusammengestelltes Programm für einen Tischrechner angewendet. Zur genauen Berechnung des topographischen Effektes wurden für Modelle

mit nicht ebenem Profilverlauf Auszähldiagramme von BOSUM & HAHN (1965) verwendet. Außerdem wurde der von SCHÖNHARTING (1969) aufgestellte 'kleine Kurvenatlas' der Anomalien der häufigsten Störkörper-Typen in Abhängigkeit von der Tiefe, Dicke etc. zur Interpretation herangezogen.

Infolge der hohen geomagnetischen Breite Islands (76°) kann die Richtung der Magnetisierung zur Störkörperberechnung als vertikal angenommen werden (siehe hierzu die Untersuchungen der Richtung der Magnetisierung in Kap. 4.2.1). Weiterhin wurde nur mit der remanenten Magnetisierung des Gesteins gerechnet; die i.a. großen Königsberger-Q-Faktoren (siehe Kap. 4.2.2) berechtigen zur Vernachlässigung der induzierten Magnetisierung.

Zusammenfassend liegen den Modellrechnungen folgende Störkörper-Typen zu Grunde:

Horizontale oder leicht einfallende Platten

Topographischer Effekt

Loch in der Magnetisierung

Vertikale Gänge oder Gangschwärme gleicher
Polarität der Magnetisierung

Groß-Intrusion (Gabbro oder Gangdichte = 100 %)

2.4.2 Scheinbares und reelles Schwankungsfeld

In den Profilmessungen mit 50 m Punktabstand können nur solche Störkörper erkannt werden, deren Ausbißbreite mindestens diesem Punktabstand entspricht. Da einzelne Lavalagen oder Gänge selten diese Dimension haben, werden auch die kurzwelligen Anomalien durch Gruppen von Laven, Gangschwärmen oder durch die Topographie erzeugt.

Die Anomalien mit Halbwertsbreiten kleiner als der Punktabstand ($HwB \leq 100 \text{ m}$), deren Maxima und Minima also nur durch einen Punkt belegt sind, hängen vom zufällig gewählten Ausgangspunkt ab. Sie werden daher als scheinbares Schwankungsfeld bezeichnet (SCHÖNHARTING 1969). Durch eine Verdichtung der Meßpunkte läßt sich die Aussage der Magnetik über kleinen Körpern wesentlich vergrößern.

Die Abb. 16 zeigt als ein Beispiel für eine solch sehr enge Vermessung (1.5 m Punktabstand) ein Spezialprofil über die Leirhnykshraun, einer historischen Lava bei Reykjaldid im Myvatn-Gebiet, über der in den langen Profilen ein sehr großes scheinbares Schwankungsfeld gemessen wurde. Die Anomalien in diesem Spezialprofil können als reelles Schwankungsfeld bezeichnet werden; auch eine weitere Verdichtung des Punktabstandes würde die Aussage nicht wesentlich erhöhen. Bei der Leirhnykshraun kann das reelle Schwankungsfeld durch die Morphologie der Oberfläche der

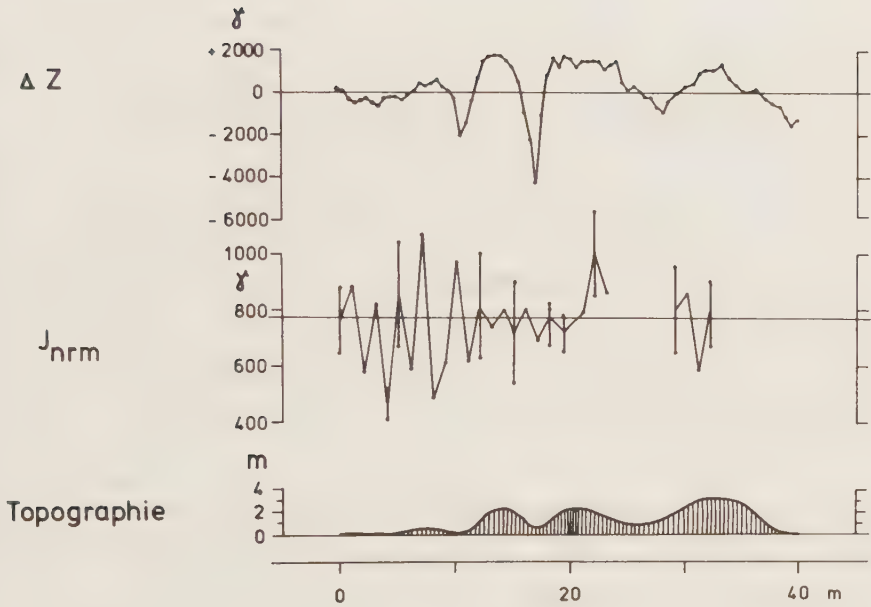


Abb. 16 Beispiel für das reelle Schwankungsfeld in einem Spezialprofil mit 1.5 m Punktabstand über der postglazialen Lava Leirhnukshraun bei Reykjahlid (mit der Angabe der lateralen Inhomogenität der Magnetisierung von Oberflächen-Proben)

Lava erklärt werden. Die mehr oder weniger geschlossene Lavadecke ist stark gewellt (Fladenlava). Die Anomalien werden durch den topographischen Effekt der Morphologie der Oberfläche und durch die damit verbundene unterschiedliche Mächtigkeit erzeugt. Wie die gesteinsmagnetische Untersuchung von Proben der Oberfläche der Lava jeweils unter den Meßpunkten des Spezialprofils zeigt, ist die laterale Inhomogenität der Magnetisierung verhältnismäßig klein und scheidet somit zur Erklärung der Anomalien aus. (Die Lava hat an der Oberfläche eine mittlere Magnetisierung von 800 Gamma; die maximale Streuung der Magnetisierung von 30 % kann nicht mit den gemessenen Anomalien korreliert werden).

Schwankungsfeld und Anomalie-Typ sind brauchbare Kriterien für eine Unterscheidung verschiedener geologischer Formationen. In den ΔZ -Profilen mit 50 m Punktabstand kann diese Unterscheidung "mit dem bloßen Auge" besser gemacht werden, als durch eine mathematische Behandlung (Abb. 17); die Anomalien über postglazialen Laven (großes scheinbares Schwankungsfeld) und über Gangschwärmen im Palagonit unterscheiden sich in der Frequenz- und Amplituden-Charakteristik kaum voneinander (z.B. Hochpaßfilter mit 200 m Durchlaßwellenlänge im Süd-Profil A 70).

Das Schwankungsfeld kann auch numerisch gefaßt werden. SCHÖNHARTING (1969) hat Schwankungswerte nach folgender

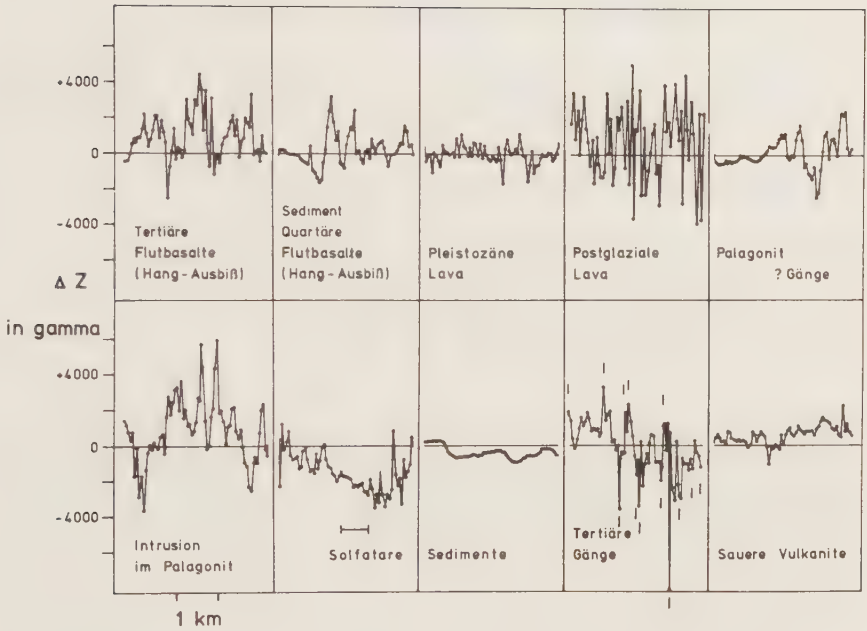


Abb. 17 Beispiele zum unterschiedlichen ΔZ -Schwankungsfeld und Anomalie-Typ bei verschiedenen geologischen Formationen (ungefilterte Meßdaten; 50 m Punktabstand)

Formel berechnet:

$$\Delta\Delta Z(x_i) = (1/n \sum_n (\Delta Z(x_i) - \Delta Z_{0.1}(x_i))^2)^{1/2} ;$$

mit $\Delta Z_{0.1}(x_i) = 1/2 \Delta Z(x_i) + 1/4 \Delta Z(x_{i+1}) + 1/4 \Delta Z(x_{i-1})$

und folgendermaßen tabelliert:

Tabelle 4 Das mittlere scheinbare Schwankungsfeld (ΔZ -Schwankungswert) über verschiedenen Gesteinsformationen bei einem Punktabstand von 50 m (SCHÖNHARTING 1969)

Gesteinsformation	Schwankungswert
Basalte des Postglazial	640 Gamma
Sedimente des Pleistozän über Basalt der 'Grauen Stufe'	280 "
Palagonit-Tuff	60 "
Plateaubasalte des Tertiär	320 "

Eine andere Möglichkeit eines exakten Ausdrucks für das Schwankungsfeld ist die Differenz-Funktion (HAHN 1956):

$$D_n = \sum_{i=1}^{N-n} |\Delta Z_{i+n} - \Delta Z_i| / (N-n) ;$$

mit Z_i Vertikalkomponente des Erdmagnetfeldes am Punkt P_i ;

$\Delta Z_i = Z_i - Z_0$; $n = a$ Differenzabstand ; N Anzahl der Meßpunkte.

Tabelle 5 Die Differenz-Funktion D_n als ein Maß für das ΔZ -Schwankungsfeld über verschiedenen Formationen

Postglaziale Laven

Burfellshraun (Süd-Profil)

Straße über die Burfellshraun
(Haupt-Profil)

n • a in m	D_n in Gamma	n • a in m	D_n in Gamma
		25	1610
50	1950	50	1850
100	2100	100	1910
150	2140		
200	2150		

Pleistozäne Laven unter
Sedimenten (Haupt-Profil)

Tertiäre Basalte verschiedener
Polarität (Haupt-Profil)

n • a in m	D_n in Gamma	n • a in m	D_n in Gamma
25	170		
50	250	50	510
100	320	100	660
		200	850

Zu beachten ist wieder, daß das ΔZ -Schwankungsfeld im wesentlichen durch die Oberfläche der Gesteine geprägt ist. Als Beispiel dafür können die unterschiedlichen Werte der Differenz-Funktion über der Burfellshraun, zum einen direkt auf der Lava gemessen und zum anderen auf der Straße über die Lava, genommen werden (obige Tabelle).

2.4.3 Anomalien von Gängen und Laven (kleine Halbwerts- breite)

Prinzipiell ist es keine Schwierigkeit, die kurzwelligen Anomalien zu interpretieren, da deren Störkörper zumeist anstehen. Als Störkörper für die meisten dieser Anomalien kommen Ränder von Basaltlagen in Betracht, Gänge und die Morphologie der Oberfläche (topographischer Effekt).

Eine ganze Reihe kurzwelliger Anomalien sind bei SCHÖNHARTING (1969) und BECKER & MOHR (1971) interpretiert worden. So wurde die stärkste von SCHÖNHARTING im Meßgebiet Nordost-Inland gemessene Anomalie von +17.000 Gamma und 200 m Halbwertsbreite etwa 3 km östlich des Dettifoss durch einen Doppelgang mit einer Magnetisierungsdifferenz zum Nebengestein von 4.400 Gamma erklärt. Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen in Kap. 4 zeigen, daß diese zunächst sehr groß erscheinende Magnetisierung für postglaziale Gänge durchaus reell ist.

Das Beispiel einer Spezialvermessung von ΔZ mit engem Punktabstand über drei Gängen des Bardsnes-Gangschwarmes im Reydarfjörður ist in der Abb. 18 dargestellt. Betrag und Richtung der Magnetisierung und Mächtigkeit dieser Gänge sind aus den gesteinsmagnetischen Messungen bekannt. Die Modellrechnung mit diesen bekannten Werten zeigt, daß insbesondere bei dem invers magnetisierten Gang RF 80-93

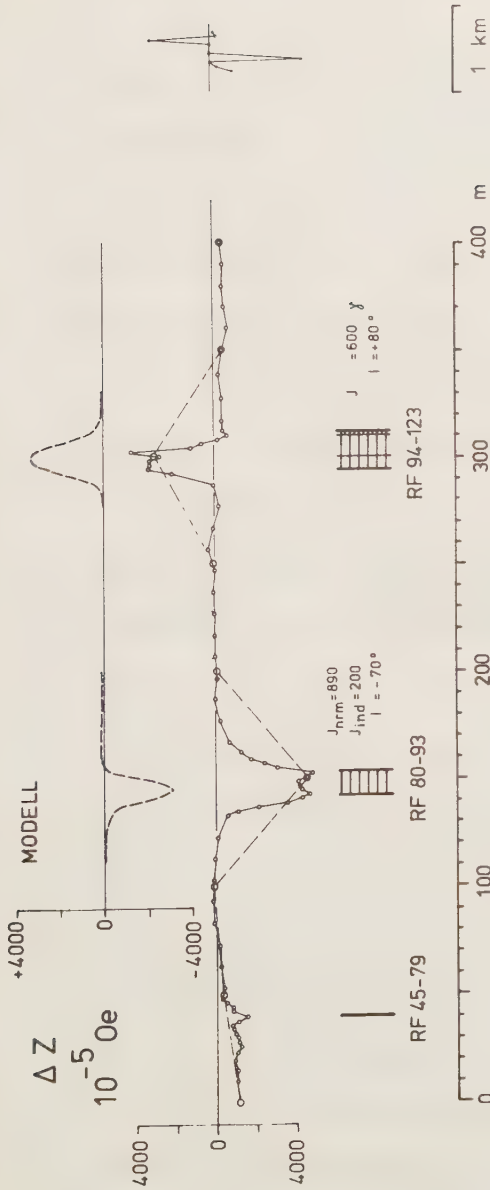


Abb. 18 Spezialvermessung (ΔZ) mit engem Punktabstand (1 bis 5 m) über drei Gängen des Bardsnes-Gangschwarzes im Reydarfjörður

Für die Modellrechnung wurden die aus den gesteinsmagnetischen Untersuchungen bekannten Parameter eingesetzt. Während RF 45-79 und RF 80-93 Einzelgänge sind, ist RF 94-123 ein Gangsystem aus mehreren Gängen (siehe Abb. 59 in Kap. 4.3.2).

die Remagnetisierung des Nebengesteins mit zu berücksichtigen ist (siehe dazu Kap. 4.4). Auch die Variation der Magnetisierung innerhalb des Ganges mit den höchsten Werten an den Rändern ist in der Feldmagnetik zu erkennen (RF 80-93). Neben dem Spezialprofil mit engem Punktabstand ist das Profil über diese Gänge mit 50 m Punktabstand dargestellt, woraus ersichtlich ist, daß diese Ganganomalien noch zum Schwankungsfeld gerechnet werden müssen.

Ein großer Teil der kurzwelligen Anomalien bei der Überquerung der tertiären und pleistozänen Flutbasalte, aus denen bis zu 1000 m hohe Berge aufgebaut sind, sind Anomalien am Hangausbüß der Lavalagen. Zahlreiche Beispiele dafür sind wiederum bei SCHÖNHARTING (1969) und BECKER und MOHR (1971) zu finden.

Den fast modellmäßigen Verlauf der Rand-Anomalie von zwei positiv magnetisierten Platten im Krafla-Profil D 70 zeigt die Abb. 19 (aus BECKER & MOHR 1971). Im Reykjadalur ist der ΔZ -Schwankungswert nahezu Null, woraus auf eine mächtige Sedimentfüllung aus Flußschottern geschlossen werden kann. Von der Westseite des Tales bis zu seiner Ostseite fällt das ΔZ -Feld von +200 Gamma auf -1300 Gamma ab. Über dem Ausbüß der beiden normal magnetisierten Basaltlagen im Aufstieg zum Halldorsstadaskard wurden zwei positive Anomalien mit 2.800 Gamma und 2.100 Gamma Amplitude und 150 m Halbwertsbreite gemessen und als

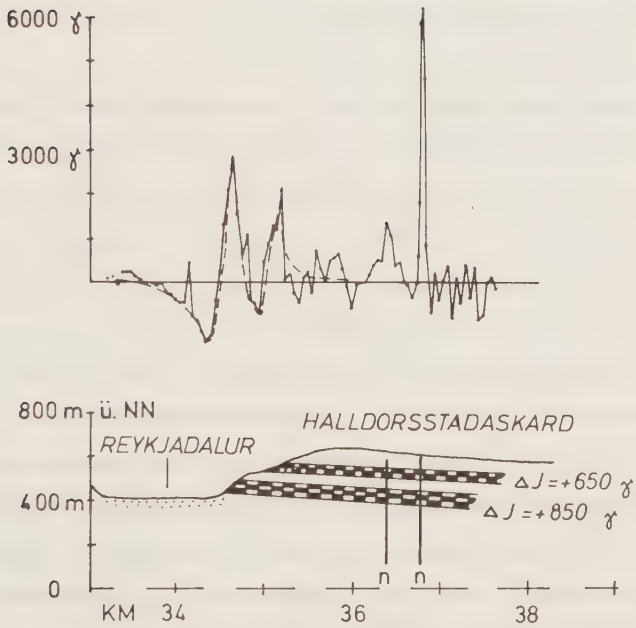


Abb. 19 Gemessene (durchgezogen) und nach dem gezeigten Modell berechnete (gestrichelt) ΔZ -Anomalien des Hangaussbisses zweier positiv magnetisierter Basaltlagen im Krafla-Profil D 70 nach BECKER und MOHR (1971)

Rand-Anomalien der Platten interpretiert. Die beiden typischen Gang-Anomalien im Halldorsstadaskard bei km 36.5 wurden folgendermaßen erklärt: Der Störkörper für die eine Anomalie (+1.400 Gamma, 170 m HwB) ist ein Gang mit einer Magnetisierung von 1.500 Gamma, dessen maximale Teufe der Oberkante bei 40 m unter der Oberfläche liegt; die andere Anomalie (+6.300 Gamma, 50 m HwB) wird durch einen Gang mit 1.500 Gamma Magnetisierung, der nahezu ansteht, verursacht.

Auf die Bedeutung des topographischen Effektes, insbesondere zur Interpretation negativer Anomalien mit großer Amplitude in engen Tälern in normal magnetisierten Basalten, die in der 'Jungvulkanischen Zone' häufig sind, ist bei BECKER & MOHR (1971) hingewiesen worden. Der topographische Effekt läßt sich mit Auszählprogrammen von BOSOM und HAHN (1966) als Kombination der Anomalien von Stufen mit verschiedener Höhe und Neigung berechnen. Entscheidend für die Amplitude der Anomalie ist neben dem Betrag der Magnetisierung des Gesteins, der Hangneigung und Stufenhöhe, die Tiefe der Meßebene unter der Störkörper-Oberkante.

Ein Beispiel einer langwelligen geomagnetischen Anomalie, die durch den topographischen Effekt zu erklären ist, wird in Kap. 3.4 gegeben.

2.4.4 Anomalien von Gruppen von Lavalagen, Gangsystemen und Hochthermal-Gebieten

WALKER (1959) gibt eine mittlere Mächtigkeit der Lavalagen von 9 m an; es ist daher klar, daß bei einem Punktabstand von 50 m nur Gruppen von Lavalagen mit vorwiegend gleicher Polarität der Magnetisierung erfasst werden können.

Als Beispiel für eine Anomalie mittlerer Halbwertsbreite eines Stapels von Lavalagen gleicher Polarität der Magnetisierung sei die Feldmagnetik über dem Narstadafell, einem Bergrücken zwischen dem Seljadalur und dem Reykjadalur bei km 37 des Hlidarfjall-Profiles C 70 gezeigt (BECKER und MOHR 1971). Die Anomalie (+1.500 Gamma, 1.5 km HwB) kann durch eine 100 m mächtige Platte mit einer Magnetisierung von 1.000 Gamma erklärt werden (Abb. 20). Die Magnetisierung von 1.000 Gamma ist nach den gesteinsmagnetischen Untersuchungen (Kap. 4.2.1) die oberste Grenze für quartäre Flutbasalte, aus denen der Narstadafjall aufgebaut ist.

Ein Beispiel einer negativen Anomalie (-1500 Gamma, 3.5 km HwB) über einem Gangschwarm ist in Kap. 3.2 Abb. 34 zu finden. Es handelt sich dabei um den Breiddalur-Gangschwarm, dessen Gänge überwiegend invers magnetisiert sind. Aber auch im Meßgebiet Nordost-Island lassen sich Beispiele solcher Anomalien von Gangsystemen angeben, die allerdings nicht aufgeschlossen sind, sondern sich als Eruptionsspalten

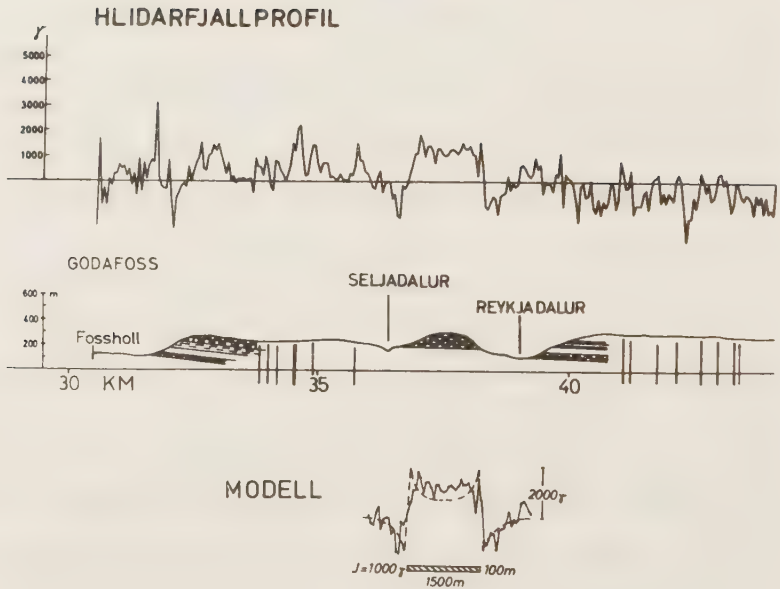


Abb. 20 Feldmagnetik (ΔZ) über dem Narstadafjall zwischen dem Seljadalur und Reykjadalur (nach BECKER & MOHR 1971)

Zur Modellrechnung wurde ein Stapel von Lavalagen gleicher Polarität der Magnetisierung ($+1.000 \text{ Gamma}$) angenommen. Die gemessenen ΔZ -Werte sind durchgezogen und die berechnete Anomalie ist gestrichelt dargestellt.

und Kraterreihen an der Oberfläche bemerkbar machen. Eindeutig ist die Interpretation positiver Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite östlich der zentralen positiven Anomalie (N_1) durch Gangschwärme, die sich durch die an dieser Stelle sichtbaren postglazialen Eruptionsspalten Kraeduborgir, Rauduborgir, Sveinar, Sveinagjá und Fjallagjá identifizieren lassen. Die positiven Anomalien am Ende des Süd-Profils A 70 sind durch die hier in der Moberg-Formation aufgeschlossenen Gangschwärme verursacht. Möglicherweise können die Anomalien dieser Gangschwärme über das Haupt-Profil B 67, Krafla-Profil D 70 (Ende) bis zum Ende des Reykjaheidi-Profils F 70+73 am Reydur verfolgt werden.

Zu den bemerkenswerten Ergebnissen der Feldmagnetik im Meßgebiet Nordost-Island zählen die negativen Anomalien, die über den Hochtemperatur-Gebieten in der zentralen 'Jungvulkanischen Zone' gemessen wurden. Von Norden nach Süden aufgezählt heißen diese Peistareykir (im Peistareykjabunga-Profil P 73), Krafla (im Krafla-Profil D 70), Dálfjall (im Hlidarfjall-Profil C 70) und Námaskard (im Haupt-Profil B 67 und Süd-Profil A 70). Auffällig ist dabei, daß in allen Fällen die Ausdehnung der negativen Anomalie wesentlich größer ist, als die Solfataren-Felder, die die Oberflächen-Manifestation der Hochthermal-Gebiete sind.

Die Abb. 21 zeigt die ΔZ -Anomalien der Solfataren Peista-

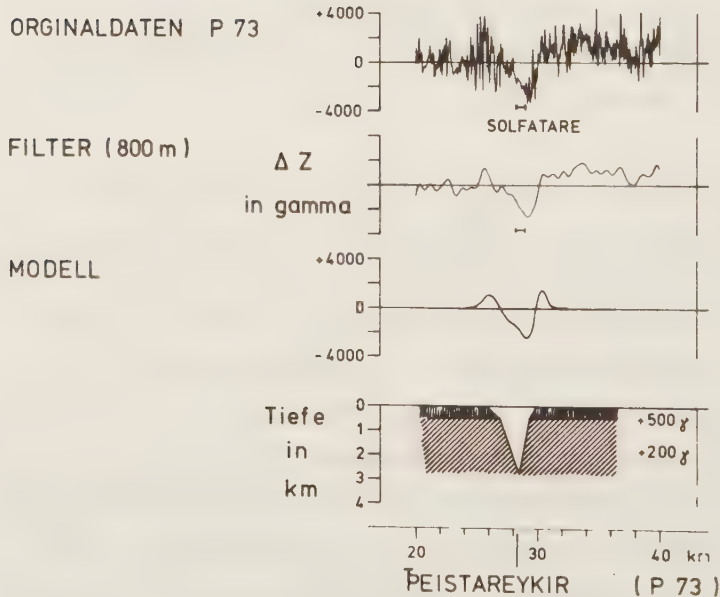
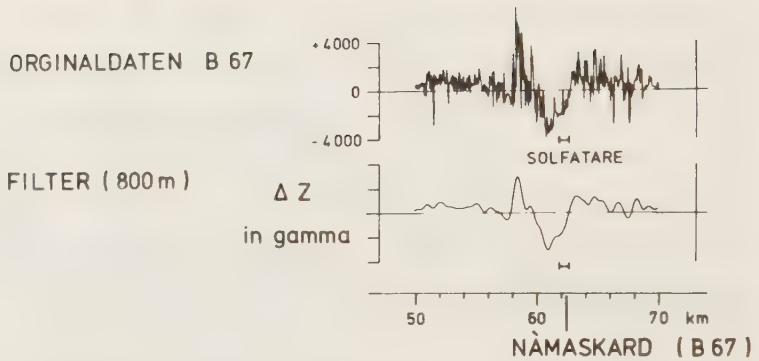


Abb. 21 Negative ΔZ -Anomalien innerhalb der zentralen positiven Anomalie (N_1) im Zentrum der 'Jung-vulkanischen Zone' über den Hochthermal-Gebieten Nàmaskard (Haupt-Profil B 67) und Peistareykir (Peistareykjabunga-Profil P 73)

Die Anomalie wurde durch ein 'Loch' in der Magnetisierung interpretiert (siehe Modell).

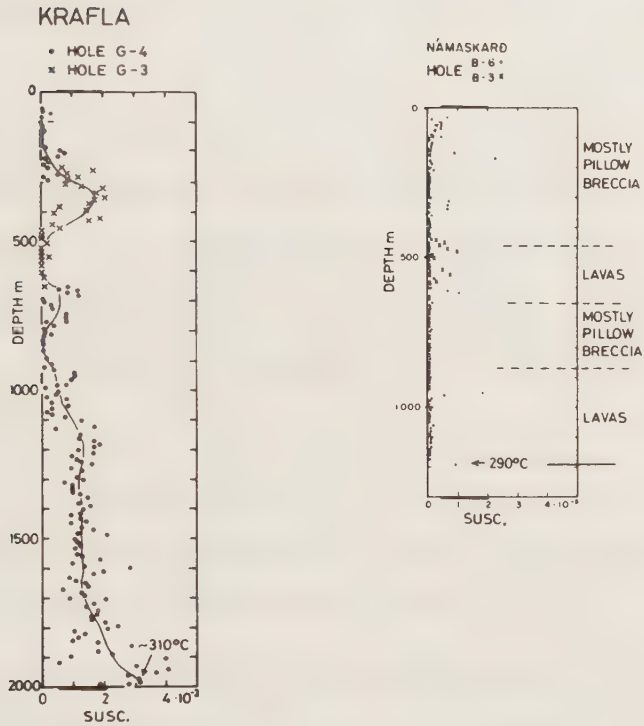


Abb. 22 Variation der Suszeptibilität mit der Tiefe in Bohrungen in den Hochthermal-Gebieten Krafla und Namaskard nach KRISTJANSSON (1976)

(Die Suszeptibilität wurde an Bohrsplit aus der Spülung gemessen).

reykir und Námaskard, die sich in der Halbwertsbreite und Amplitude so ähnlich sind, daß nur ein Modell berechnet wurde. Die wesentliche Annahme bei der Modellrechnung ist, daß die Magnetisierung der Basalte durch die intensive hydrothermale Aktivität in den Hochtemperatur-Gebieten zerstört wurde. Eine Untersuchung von KRISTJANSSON (1976) der Suszeptibilität von Bohrsplit einer Bohrung im Námaskard bestätigt diese Annahme (Abb.22); eine Bohrung im Krafla-Gebiet ergab dagegen ein Ansteigen der Suszeptibilität bis 2 km Tiefe, wo bereits eine Temperatur von 310 °C herrscht. Ein Anstieg der Suszeptibilität durch die beginnende hydrothermale Veränderung der Titanomagnetite ergibt sich auch aus den gesteinsmagnetischen Untersuchungen (Kap. 4.2.2 und 5). Eine weitere hydrothermale Beanspruchung der Gesteine führt dann zur Zerstörung der Magnetisierung.

Die negativen geomagnetischen Anomalien über Hochthermal-Gebieten werden zur Prospektion solcher Gebiete von der Nationalen Isländischen Energie Behörde bereits seit Jahren genutzt; allerdings sind negative Anomalien nicht über allen Hochthermal-Feldern ausgeprägt (KRISTJANSSON 1976), was durch die unterschiedliche Intensität der hydrothermalen Metamorphose zu erklären ist.

2.4.5 Regionale geomagnetische Anomalien (große Halbwertsbreite)

Die Verteilung der regionalen Anomalien wurde bereits in Kap. 2.3.2 bei der Beschreibung der Feldfortsetzung der Anomalien in große Höhen gegeben, sei hier aber nochmals kurz wiederholt. In der Abb.23 sind die regionalen Anomalien der Feldfortsetzung für 1000 m Höhe, die Polarität der Magnetisierung der Oberflächengesteine und deren Alter dargestellt (WENSINK 1964, EINARSSON 1958 und 1965, McDOUGALL & WENKINK 1966, PIPER 1973).

Wie bereits SCHÖNHARTING (1969) für einen Ausschnitt aus dem Haupt-Profil B 67 zwischen Bardardalur und Myvatn gezeigt hat, lassen sich die regionalen geomagnetischen Anomalien nicht mit der bekannten Verteilung der Magnetisierung an der Oberfläche erklären. In der Abb.23 kommt das ebenfalls zum Ausdruck:

Die zentrale positive Anomalie (N_1), die ungefähr über der Zone des postglazialen Vulkanismus gemessen wurde, läßt sich nicht durch die dünne Schicht (entspricht S_0 der seismischen Untersuchungen von PALMASON 1963; siehe Kap. 1.4.3) der postglazialen Eruptiva erklären. Die nach Westen anschließende regionale negative Anomalie (R_1) wurde zum großen Teil noch über den normal magnetisierten Bruhnes-Vulkaniten gemessen; der westliche Teil allerdings liegt über den invers magnetisierten Matuyama-Vulkaniten, über

denen außerdem die positive regionale Anomalie (N_2) gemessen wurde.

Östlich der zentralen positiven Anomalie läßt sich zwischen der Polarität der Magnetisierung der Oberflächengesteine und den geomagnetischen Anomalien überhaupt kein Zusammenhang erkennen. Über den weit ausgedehnten normal magnetisierten Bruhnes-Vulkaniten wurde eine sehr langwellige negative Anomalie (Halbwertsbreite etwa 50 km) gemessen. Die streifenförmigen Zonen der Flutbasalte mit verschiedener Polarität der Magnetisierung (Matuyama-, Gauss- und Gilbert-Vulkanite) verändern die langwellige Anomalie nicht.

Es läßt sich also nur die zentrale positive Anomalie N_1 wenigstens teilweise mit der Zone des postglazialen Vulkanismus korrelieren; alle anderen regionalen Anomalien stehen im auffälligen Gegensatz zur Polarität der Magnetisierung der Gesteine an der Oberfläche.

Die Korrelierbarkeit der regionalen Anomalien über mehrere Profile geht außerhalb der 'Jungvulkanischen Zone' verloren. Gut zu erkennen ist das am westlichen Rand der 'Jungvulkanischen Zone', der etwa im Bardardalur verläuft (Abb. 24). Westlich vom Bardardalur, also über den westlichen tertiären Plateaubasalten, werden die Halbwertsbreiten der regionalen Anomalien kürzer. Die

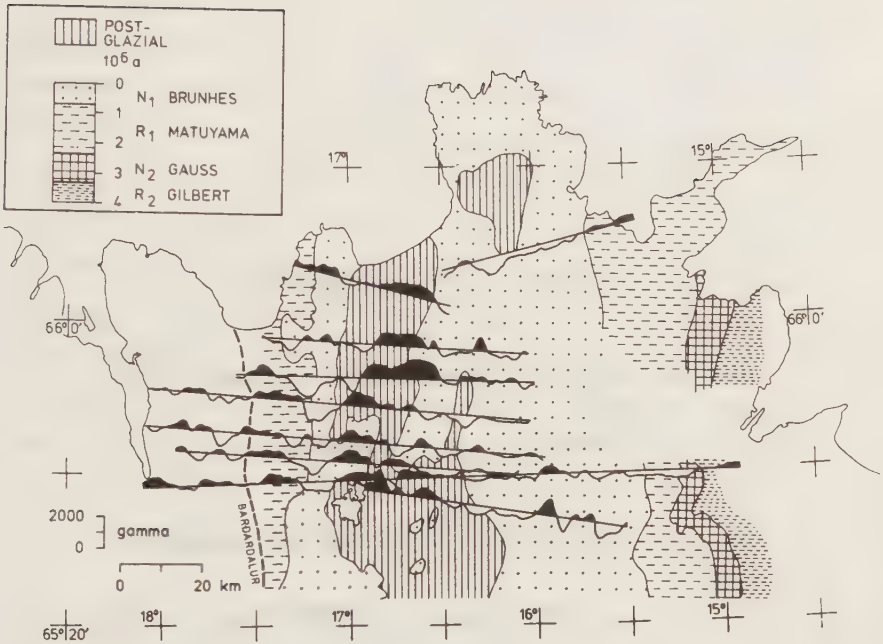


Abb. 23 Regionale Anomalien (ΔZ) der Feldfortsetzung der Bodenmagnetik in 1000 m Höhe und Polarität der Magnetisierung der Basalte nach WENSINK 1964, EINARSSON 1958 und 1965, McDOUGALL & WENSINK 1966, PIPER 1973

Die Zuordnung der Vulkanite zu den Epochen der geomagnetischen Polaritätszeitskala ist nach PIPER (1973) wiedergegeben.

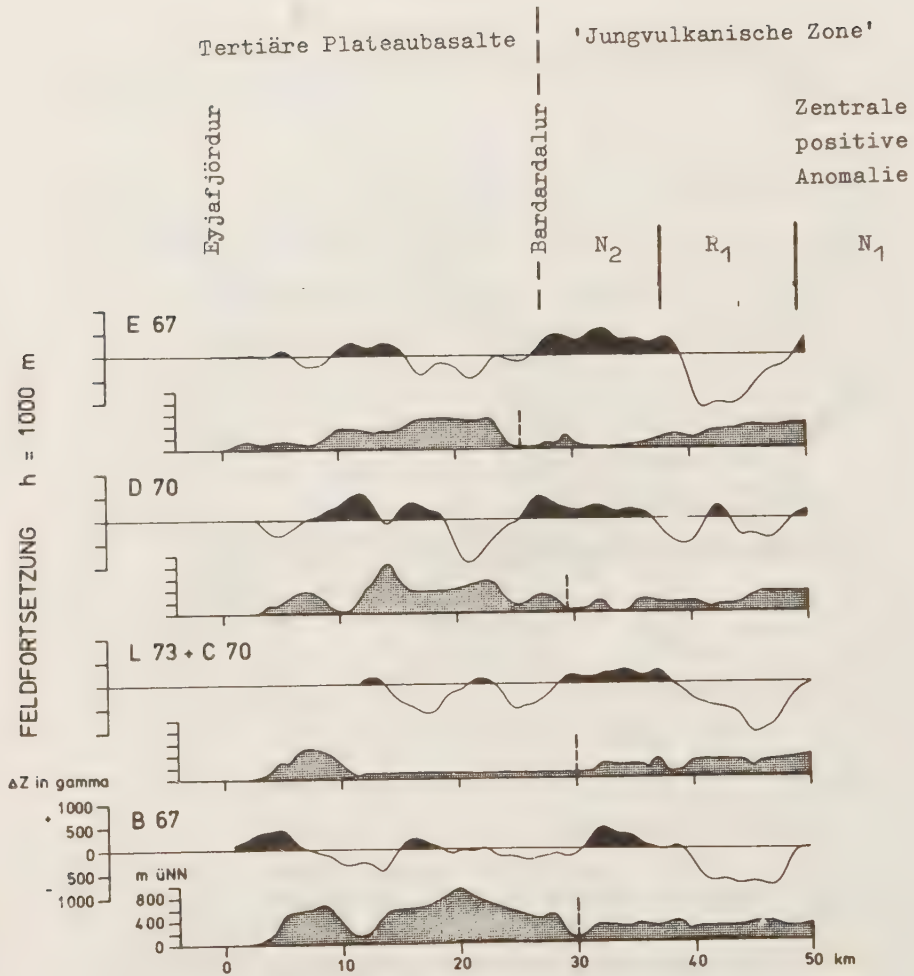


Abb. 24 Korrelation der regionalen ΔZ -Anomalien R_1 und N_2 (in der Feldfortsetzung für 1000 m Höhe) westlich der zentralen positiven Anomalie N_1

Die regionalen geomagnetischen Anomalien lassen sich nur innerhalb der 'Jungvulkanischen Zone' über alle Profile korrelieren.

Störkörper für diese Anomalien sind zum großen Teil mächtige Stapel von Flutbasalten gleicher Polarität der Magnetisierung, die zur 'Jungvulkanischen Zone' einfallen. Da die ΔZ -Profile B 67 bis E 67, die die westlichen tertiären Plateaubasalte in verhältnismäßig dichtem Abstand zueinander überqueren, nicht auf dem gleichen topographischen Niveau liegen (bedingt durch die Übergangsmöglichkeiten), wurde nicht über die gleiche Folge der Deckenbasalte gemessen (Abb. 24). Weiterhin ist es schwer abzuschätzen, welcher Anteil der Anomalien durch den topographischen Effekt in den tiefen Einschnitten Gönguskard, Finnstadadalur und Ljosavatnssard zu erklären ist (vergleiche Kap. 3.4).

Während die zentrale positive Anomalie N_1 und die regionalen Anomalien westlich davon bis zum Rand der 'Jungvulkanischen Zone' (R_1 und N_2) durchaus den marinen Riftanomalien (z.B. über dem Reykjanes Ridge) ähnlich sind, haben die regionalen Anomalien östlich von N_1 eine andere Charakteristik; es herrscht eine negative Anomalie mit einer Halbwertsbreite von etwa 50 km vor, die nur durch positive Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite unterbrochen ist, die durch postglaziale und (?) pleistozäne Gangschwärme verursacht sind.

SCHÖNHARTING (1969) hat die Magnetisierungsverteilung unter dem Haupt-Profil B 67 abgeschätzt. Da durch die weiteren

ΔZ -Profile das NS-Streichen der regionalen Anomalien bestätigt werden konnten, gilt diese Magnetisierungsverteilung nahezu für das gesamte Meßgebiet Nordost-Island. Nach SCHÖNHARTING sind die regionalen Anomalien durch 3 bis 4 km (Minimaltiefe) mächtige Störkörper mit Magnetisierungen von 400 bis 1000 Gamma zu erklären. Solche mächtigen Störkörper mit einheitlicher Polarität der Magnetisierung sind nur als Intrusionen möglich.

Sehr wahrscheinlich erscheint daher die Interpretation der regionalen Anomalien durch Gangschwärme (Abb. 25). Allerdings ist es unsicher, ob der normal magnetisierte Gangschwarm, der am Ende des Süd-Profils A 70 aufgeschlossen ist, der Gauss-Epoche des Erdmagnetfeldes (N_2) zugeordnet werden kann. Nach der Meinung des Verfassers ist es wahrscheinlicher, daß diese Gänge ein post-glaziales oder pleistozänes Alter haben. Damit würde auch die Gültigkeit eines einfachen symmetrischen Modells à la 'seafloor spreading' zur Interpretation der regionalen Anomalien im Meßgebiet Nordost-Island in Frage gestellt.

Die NS-Korrelation der regionalen Anomalien ist nur vom Süd-Profil A 70 bis zum Reykjaheidi-Profil F 70 + 73 möglich; für das etwa 15 km weiter nördlich gelegene Gardur-Profil G 70 + 73 gilt die Korrelation nur noch für die zentrale positive Anomalie. Die westliche regionale negative Anomalie (R_1) ist bereits im Reykjaheidi-Profil

ΔZ , AWL = 3.2 km

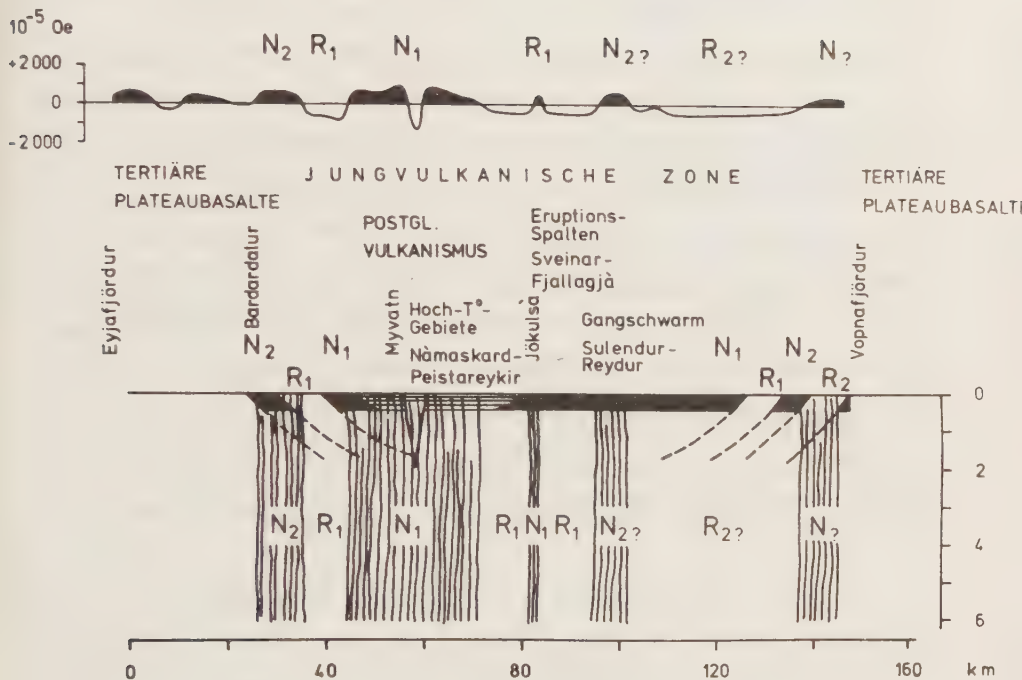


Abb. 25 Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme

Die regionalen Anomalien (ΔZ , AWL = 3.2 km) sind schematisch wiedergegeben. Darunter sind die für die Interpretation der Anomalien wesentlichen Strukturen gezeigt. Die Polarität der Magnetisierung der Lavalagen wurde der Abb. 23 entnommen; die Existenz und Polarität der Gangschwärme ist hypothetisch

(N = normal magnetisiert; R = invers magnetisiert)

F 70 + 73 nicht mehr so ausgeprägt, fehlt im Gardur-Profil G 70 + 73 gänzlich und ist über der Halbinsel Tjörnes durch eine regionale positive Anomalie ersetzt. Dafür kann folgende Erklärung gegeben werden: Der westliche Teil des Reykjaheidi-Profils F 70 verläuft längs der Husavik-Verwerfungslinie, die ein Teil der 'Tjörnes-Fracture-Zone' ist (SAEMUNDSSON 1974). In der 'Tjörnes-Fracture-Zone' ist der Kolbeinsey Ridge als aktive Riftzone nördlich von Island ostwärts zur Achse der 'Jungvulkanischen Zone' versetzt (Kap. 1.2), die auf Island die aktive Riftzone des Mittelatlantischen Rückens darstellt. Die regionalen Anomalien älter als N_1 sind also in der Husavik-Verwerfungszone abgeschnitten.

2.5 Vergleich von Bodenmagnetik und Aeromagnetik

Die geomagnetischen Anomalien im Meßgebiet Nordost-Island sind bisher zwei mal im Rahmen einer Gesamtvermessung Islands gemessen worden (Kap. 1.4.1). Während die Vermessung der Totalintensität in etwa 900 m Höhe von SIGURGEIRSSON für Nordost-Island noch nicht veröffentlicht ist, sind die Profile einer Vermessung der drei Komponenten des Erdmagnetfeldes in 3000 bis 4300 m Höhe über ganz Island und über einem Teil des Reykjanes Rückens zugänglich (SERSON et al. 1968; siehe Abb. 3). Zwei dieser Profile überqueren das Meßgebiet Nordost-Island und zwei weitere berühren es an den Rändern.

Die regionalen Anomalien des Erdmagnetfeldes in der Feldfortsetzung der Bodenmagnetik (ΔZ) in 4000 m Höhe und die Anomalien dieser vier Profile der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968) sind in der Abb. 26 zusammen dargestellt. Von einem Vergleich dieser geomagnetischen Anomalien, die nach sehr unterschiedlichen Meßverfahren und Auswertungsmethoden erhalten wurden, kann eine Aussage über die Richtigkeit der berechneten Feldfortsetzung nach oben (bei der Beschränkung auf den zwei-dimensionalen Fall) und damit über die Gültigkeit der regionalen Anomalien erwartet werden. Weiterhin sollte ausgeschlossen werden, daß regionale Anomalien im Meßgebiet Nordost-Island durch den topographischen Effekt in langen engen Tälern bewirkt worden sind (vergleiche

hierzu Kap. 3.4).

Die Übereinstimmung der Anomalien kann als verhältnismäßig sehr gut bezeichnet werden; Amplitude und Halbwertsbreite sind durchaus vergleichbar. An einigen Stellen (z.B. westlicher Rand der 'Jungvulkanischen Zone') sind die Anomalien 5 bis 10 km verschoben, was möglicherweise durch eine mangelnde Genauigkeit der Position bei der Aeromagnetik zu erklären ist. Ansonsten passen sowohl die regionalen Anomalien N_1 , R_1 und N_2 , die Anomalien über den westlichen tertiären Plateaubasalten und auch die Anomalie über der Halbinsel Tjörnes, als auch die Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite östlich der zentralen positiven Anomalie (Gangschwärme Sveinar und Reydur) gut in beiden Vermessungen zusammen.

Die Gegenüberstellung der Profile der Bodenmagnetik und der Aeromagnetik fordert noch zu einer Überlegung heraus, die von prinzipieller Bedeutung für die Durchführung von regionalen geomagnetischen Vermessungen sein könnte. Ein Vergleich dieser regionalen Anomalien mit den originalen Anomalien der Bodenmagnetik (siehe Abb. 10) zeigt offensichtlich, daß beliebig viel Information in den geomagnetischen Anomalien (und damit Aussagemöglichkeiten über Störkörper) in großer Höhe verloren geht. Abgesehen von den kurzwelligen Anomalien, die nur durch die Bodenmagnetik erfaßt werden, können die regionalen Anomalien



Abb. 26 Durch Feldfortsetzung in 4000 m Höhe berechnete Anomalien der Bodenmagnetik (ΔZ) und vier Profile der Aeromagnetik (Z) von SERSON et al. (1968)

aus den Meßwerten am Boden beispielsweise durch Wellenlängentiefpaaßfilterung abgeleitet werden, wobei außerdem der Gradient am Rand der Anomalie erhalten bleibt und eine zusätzliche Aussage (Störkörper-Oberkante) liefert.

Weiterhin zeigt die Abb.26 , wie problematisch die Interpretation der aeromagnetischen Anomalien bei einem Profilabstand von 40 km ist. Die Korrelation der Anomalien über die Profile 3 bis 6 ist überhaupt nicht möglich, wie der Anomalieverlauf in den Zwischenprofilen der Bodenmagnetik zeigt.

2.6 Zusammenfassung

Die ΔZ -Profile mit 50 m Punktabstand der Jahre 1967, 1970 und 1973 wurden zusammen dargestellt, ausgewertet und interpretiert. Durch Filterungsverfahren wurden lokale und regionale Anomalien getrennt und nach ihrer Halbwertsbreite klassifiziert.

Nicht problematisch ist die Interpretation der Anomalien mit kurzen und mittleren Halbwertsbreiten, da die Störkörper zumeist anstehen. Eine weitere Aussage über die Geologie und Morphologie der Oberfläche liefert das Schwankungsfeld ($HwB \leq 100$ m). Die Anomalien mit kurzen

und mittleren Halbwertsbreiten wurden durch Gruppen von einfallenden Basaltlagen und Gangsystemen mit jeweils gleicher Polarität der Magnetisierung interpretiert. Besonders zu beachten ist der topographische Effekt. Bemerkenswert sind weiterhin negative Anomalien über Hoch-thermal-Gebieten, die durch die Zerstörung der Magnetisierung durch hydrothermale Aktivität erklärt wurden.

Aus den am Boden gemessenen Anomalien wurde die Feldfortsetzung in 1000 m und 4000 m Höhe berechnet, um zum einen die regionalen Anomalien besser zu erkennen und zum anderen diese mit der Aeromagnetik zu vergleichen. Die Übereinstimmung der durch die Feldfortsetzung nach oben berechneten Anomalien mit der Aeromagnetik von SERSON et al.(1968) ist verhältnismäßig gut, was als eine Bestätigung für die Gültigkeit der regionalen Anomalien gewertet werden kann.

Die regionalen Anomalien über der 'Jungvulkanischen Zone' lassen sich über fast alle Profile im Meßgebiet Nordost-Island korrelieren, wobei sich ein NS-Streichen ergibt. Diese Korrelierbarkeit endet an der 'Tjörnes-Fracture-Zone'. Es wurde versucht, die regionalen Anomalien im Sinn des 'seafloor-spreading' zu erklären. Die zentrale positive Anomalie N_1 über der Zone des postglazialen Vulkanismus wurde als zentrale Rift-Anomalie bezeichnet, die nach Westen anschließende negative Anomalie mit R_1 (verursacht durch invers magnetisierte Vulkanite der

Matuyama-Epoche) und die noch weiter westlich am Rand der 'Jungvulkanischen Zone' gelegene positive Anomalie mit N_2 (verursacht durch Vulkanite der Gauss-Epoche). Am westlichen Rand der 'Jungvulkanischen Zone' (etwa im Bardardalur) endet die Korrelierbarkeit der regionalen geomagnetischen Anomalien. Die regionalen Anomalien östlich der zentralen positiven Anomalie N_1 sind nicht symmetrisch zu dem eben beschriebenen Muster. Es herrscht eine sehr langwellige (HwB etwa 50 km) negative Anomalie vor, die nur durch positive Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite unterbrochen ist, die durch an dieser Stelle als Eruptionsspalten sichtbare Gangschwärme interpretiert werden.

Dem Vorschlag von SCHÖNHARTING (1969) folgend wurden die regionalen Anomalien durch Gangschwärme mit jeweils einheitlicher Polarität der Magnetisierung interpretiert (Modell von BÖDVARSSON & WALKER 1964). Der Versuch der Überprüfung eines solchen Modells wird im folgenden mit der Magnetik über den bekannten Gangschwärmen im Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet (Kap. 3) und durch eine gesteinsmagnetische Untersuchung von Gängen und Laven (Kap. 4) unternommen.

3. Bodenmagnetik (ΔZ) in Ost-Island (Reydarfjörður)

Während das bisher beschriebene Meßgebiet Nordost-Island zum größten Teil von der 'Jungvulkanischen Zone' eingenommen wird, liegt das Meßgebiet Ost-Island ganz im Bereich der tertiären Plateaubasalte (siehe geologische Skizze Island Abb. 2). Das Landschaftsbild wird durch die von der glazialen Erosion tief eingeschnittenen Fjorde bestimmt: Hunderte von übereinandergeflossenen Lavaströme, die scheinbar gleichmäßig nach Westen einfallen, bieten ein sehr eindrucksvolles Bild und die Möglichkeit zur Untersuchung eines tieferen "Stockwerks" im Aufbau Islands.

Mit den Arbeiten von WALKER (1959 bis heute) in Ost-Island, die ganz wesentlich für das Verständnis der Entstehung Islands sind, ist die Geologie dieses Gebietes verhältnismäßig gut bekannt und im Detail kartiert. Die Beobachtung von Gangschwärmen in Ost-Island führte zur Entwicklung mehrerer Modelle zur Erdkrustendrift (z.B. BÖDVARSSON und WALKER 1964, GIPSON und PIPER 1972); Gangschwärme mit jeweils gleicher Polarität der Magnetisierung sind insbesondere eine wahrscheinliche Erklärung für die langwelligen geomagnetischen Anomalien über Rift-Zonen (HEIRTZLER et al. 1966, SERSON et al. 1968, SCHÖNHARTING 1969, u.v.a.).

Die Magnetik (ΔZ) im Reydarfjörður sollte ein Versuch sein, die Korrelation der langwelligen geomagnetischen

Anomalien mit den Gangschwärmen zu überprüfen, womit das oben genannte Modell bestätigt werden könnte.

3.1 Bemerkungen zur Geologie des Reydarfjördur

Der Reydarfjördur ist ein tiefer Einschnitt in die tertiären Plateaubasalte mitten in der Ostküste Islands; an den steilen Hängen des Fjordes sind etwa die Hälfte der östlichen tertiären Plateaubasalte in der Ostwest-Erstreckung aufgeschlossen.

Eine ausführliche Beschreibung der Geologie dieses Gebietes verdanken wir WALKER (1959, 1960, 1962, 1963, 1964, 1965, 1974). Die erste Arbeit befasst sich speziell mit dem Reydarfjördur (Abb.27). Die stratigraphische Abfolge mit einer Mächtigkeit von 4.500 m besteht zum größten Teil aus basaltischen Laven (siehe Tabelle 6 und Abb.28) und ist typisch für die tertiären Plateaubasalte.

Die Stratigraphie des Reydarfjördur ist der untere und älteste Teil der tertiären Plateaubasalte. Die älteste stratigraphisch faßbare Formation auf der Halbinsel Gerpir (Abb. 27), der östlichste Punkt Islands, hat ein K-Ar Alter von 12.4 - 13.0 m.y.; die Basis der tertiären Plateaubasalte ist vermutlich nicht älter als 20 m.y. (MOORBATH et al. 1968, Mc DOUGALL et al. 1976). Die jüngste Formation

Tabelle 6 Anteil und Mächtigkeit der verschiedenen Gesteinstypen der Abb.
(Stratigraphische Sequenz des Reydarfjördur) nach WALKER 1959

	Gesamtmächtigkeit in m	%	Anzahl	Ø Mächtigkeit in m
Tholeiite	2134	48	250	10.1
Basaltische Laven	1036	23	170	7
Porphyrische Basalte	549	12	87	9.5
Andesite	122	3	25	12.2
Rhyolithe	335	8	20	30.5
Sedimente und Pyroklastika	274	6		
	4450 m		552	10 m

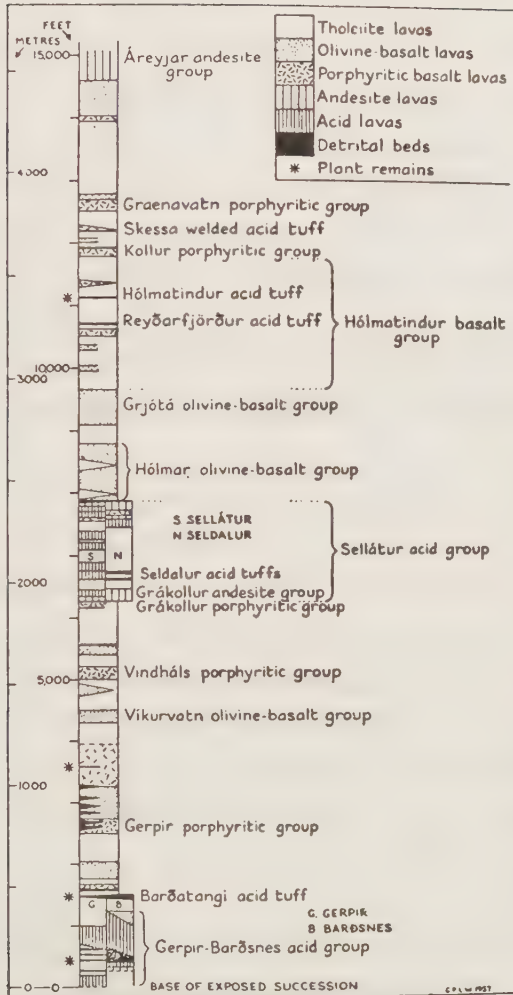


Abb. 28 Stratigraphische Abfolge des Reydarfjörður Gebietes nach WALKER (1959, S.375, Fig.3)

Siehe auch Tabelle und Abb. . Für die Magnetik von besonderer Bedeutung sind die mächtigen basaltischen Laven (siehe Kap. 3.4).

der insgesamt 9000 m mächtigen Abfolge der östliche Plateaubasalte (WALKER 1974) enthält glaziale Ablagerungen und ist nach paläomagnetischen Untersuchungen und K-Ar Altersbestimmungen jünger als 3.1 m.y. (DAGLEY et al. 1967, Mc DOUGALL und WENSINK 1966). Die jüngsten Laven der Sequenz des Reydarfjördur sind hingegen etwa 9 m.y. alt (DAGLEY et al. 1967, Mc DOUGALL et al. 1974); auf ihnen hat sich der Thingmuli-Zentralvulkan aufgebaut (WALKER 1959, CARMICHAEL 1964), der die westliche Begrenzung des Reydarfjördur-Gebietes und des Meßgebietes Ost-Island bildet.

Die Laven fallen regional 3° bis 7° nach Westen ein (also zur 'Jungvulkanischen Zone' hin). Einige Gruppen von Laven lassen sich über 20 km weit verfolgen. Mit zunehmender topographischer Höhe nimmt der Einfallswinkel ab. Die Extrapolation des Einfallswinkels nach 0° liefert eine erste grobe Angabe über die ursprüngliche Höhe der Oberfläche des Stapels der Flutbasalte, die mit 1500 - 2000 m üNN nur wenige hundert m über den heutigen Gipfeln liegt (WALKER 1960 und 1974).

Etwa parallel zu dieser ursprünglichen Oberfläche verlaufen Zonen mit sekundär gebildeten Zeolithen (WALKER 1960) als Anzeichen einer leichten Versenkungsmetamorphose. Die Bedeutung der Intensität und des Typs der Zeolithisierung als geologisches Thermometer und die damit verbundene Änderung der magnetischen Eigenschaften der Gesteine wird in Kap. 5 ausführlich behandelt werden (Kap. 5.2 und Abb. 66

Abb.67 , Abb.68 , Abb.69).

Der Stapel der Plateaubasalte ist von meist vertikalen Gängen durchsetzt, die sehr wahrscheinlich die Förderkanäle für die Flutbasalte sind; zwar ist die direkte Verbindung vom Gang zur Lava sehr selten zu erkennen (WALKER 1959 beschreibt zwei Beispiele im Reydarfjörður; der Fördergang einer postglazialen Lava im Meßgebiet Nordost-Island ist durch die Jökulsá à Fjöllum unterhalb des Hafragilfoss aufgeschlossen), aber die vergleichbare Gesamtzahl von Gängen und Laven und die Abnahme der Anzahl der Gänge mit zunehmender topographischer Höhe macht den genetischen Zusammenhang von Gängen und Laven deutlich.

Überraschend hingegen ist die inhomogene Verteilung der Gänge in lateraler Richtung. Die Gänge haben vorwiegend nördliche Streichrichtung; sie sind daher im Reydarfjörður etwa senkrecht zum Streichen geschnitten und gut aufgeschlossen. Es können mehrere Gebiete mit sehr hoher Konzentration von Gängen unterschieden werden; es wird daher von Gangschwärmen gesprochen (Abb.29). Im Zentrum der Gangschwärme sind es über 50 Gänge pro km; die Gesamtmächtigkeit der Gänge repräsentiert eine Krustenausdehnung in diesen Bereichen von über 10 % in Meereshöhe, wobei aber angenommen werden kann, daß die Anzahl der Gänge nach unten noch zunimmt.

Die Gangschwärme sind an die sogenannten Zentralvulkane

gebunden, deren Merkmale noch beschrieben werden sollen. Aus radiometrischen Datierungen im Reydarfjörður kann geschlossen werden, daß die Zentralvulkane nach Westen, d.h. zur 'Jungvulkanischen Zone' hin, jünger werden. Mit der Annahme der Syngenese der Gangschwärme kann dies auch für die Gänge postuliert werden, wobei sich als Zeitraum zur Bildung eines Gangschwarmes etwa 1 Million Jahre ergibt (Kap. 3.3).

Mit den Zentralvulkanen haben wir neben den Flutbasalten einen zweiten Typ von Vulkanismus, der insbesondere durch die zentrale Form der Eruption, oft in der Gestalt eines Stratovulkans im Gegensatz zur Spalteneruption der Flutbasalte, durch einen weitaus größeren Anteil an saueren Vulkaniten und durch eine hohe hydrothermale Aktivität gekennzeichnet ist. Die Zentralvulkane sind stationär und altersgleich mit den sie umgebenden Plateaubasalten, mit denen sie sich verzahnen.

Unsere Kenntnis der Zentralvulkane Islands begründet sich ganz besonders auf die Arbeiten in Ost-Island über den Breiddalur-Zentralvulkan (WALKER 1963) und den Thingmuli-Zentralvulkan (CARMICHAEL 1964), die beide in unserem Meßgebiet Ost-Island liegen.

Es soll noch gezeigt werden, daß sich die Merkmale der Geologie Ost-Islands durchaus mit denen der 'Jungvulkanischen Zone' im Meßgebiet Nordost-Island vergleichen lassen: Flut-

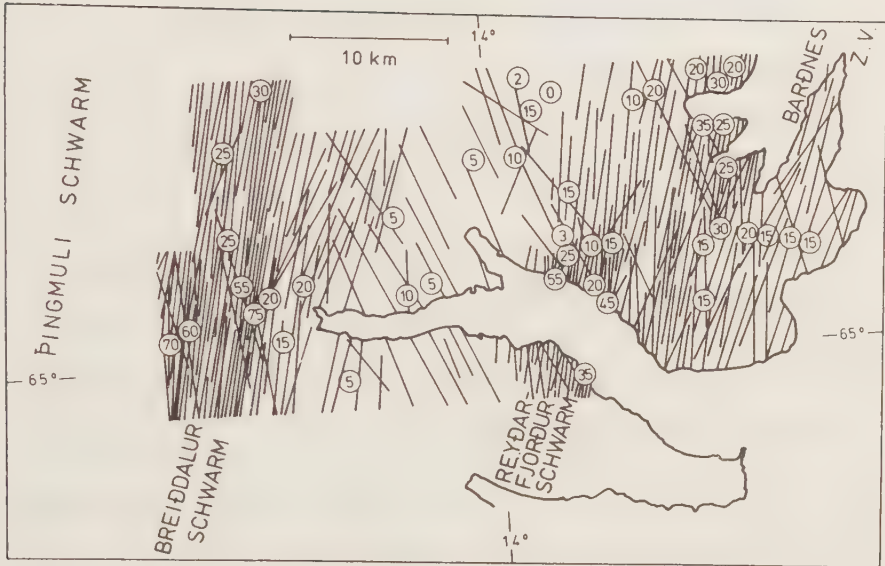


Abb.29 Gangschwärme im Reydarfjörður Gebiet.

Nur jeder fünfte Gang ist dargestellt; die Zahlen beziehen sich auf die Anzahl der Gänge pro mile (= 1.6 km). Die Gangschwärme führen durch den Kern von Zentralvulkanen und sind nach ihnen benannt.

(modifizierte Darstellung nach WALKER 1959, Fig.6, S.385)

basalte mit ähnlicher Mächtigkeit und Ausdehnung wie die Plateaubasalte Ost-Islands finden sich beispielsweise unter den pleistozänen und postglazialen Laven, die in den Flußtälern (Jökulsá á Fjöllum, Laxardalur, Reykjadalsá, Ostseite des Bardardalur u.a.) aufgeschlossen sind. Ebenso gibt es auch in der 'Jungvulkanischen Zone' Zentralvulkane: Als bestes Beispiel kann der Dyngjufjöll mit der Askja südlich des Meßgebietes Nordost-Island genannt werden, aber auch Myvatn mit Krafla (große Kaldera !) und Theistareykjabunga scheinen Zentralvulkane zu sein (WALKER 1963, SAEMUNDSSON 1973), die sich durch die Solfatarenfelder des Námaskard und bei Theistareykir als Zeichen einer intensiven hydrothermalen Aktivität im Untergrund an der Oberfläche bemerkbar machen. (Siehe Abb. :Geologische Strukturkarte von Nordost-Island) Die dichten Spaltenschwärme im Streichen der 'Jungvulkanischen Zone', die von diesen Zentralvulkanen ausgehen, scheinen die Oberflächenmanifestation von Gangschwärmen im Untergrund zu sein.

Während in der 'Jungvulkanischen Zone' diese Strukturen, die für die Interpretation der Anomalien der Geomagnetik von großer Bedeutung sind, unter pleistozänen und postglazialen Laven, Tuffen und Sedimenten verborgen sind, sollte die detaillierte Kenntnis der Geologie im Meßgebiet Ost-Island für die Auswertung der Magnetik bestimmend und ein Prüfstein der Interpretation insbesondere der langwelligen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme sein.

3.2 Messung, Darstellung und Auswertung der Profile
(ΔZ) Reydarfjörður-Nord (RN 73) und Reydar-
fjörður-Süd (RS 73)

Die Feldarbeit im Reydarfjörður-Thingmuli-Gebiet währte vom 15.8. bis 28.8.1973; in dieser Zeit wurden von SCHWEITZER und vom Verfasser mit Torsionswaagen (Askania Gfz) Profile (ΔZ) an beiden Küsten des Reydarfjörður mit einer Gesamtlänge von 84 km bei einem Punktabstand von 50 m, sowie mehrere Spezialprofile über einzelnen Gängen und Gruppen von Gängen mit 1 bis 2 m Punktabstand. Gleichzeitig wurden in Ergänzung der Feldarbeit von KRAMM und SACHTLEBEN Proben hauptsächlich von Gängen und deren Kontakten entnommen (siehe Kap. 4).

Das Profil Reydarfjörður-Nord (RN 73) beginnt im Ausgang des Fagridalur, führt durch die Ortschaft Budareyri und an der Nordküste des Reydarfjörður bis Holmaborg (große Dolerit-Intrusion), wo es durch den Eskifjörður unterbrochen ist. Es wurde am östlichen Ortsausgang von Eskifjörður fortgesetzt und folgt der Straße an der Nordküste des Reydarfjörður an der berühmten ehemaligen Islandspat-Mine Helgustadir vorbei bis zum Gehöft Bjarg und weiter auf einem Saumpfad an der Küste bis zur Ruine des Hofes Krossanes, dem östlichsten Zipfel des Reydarfjörður.

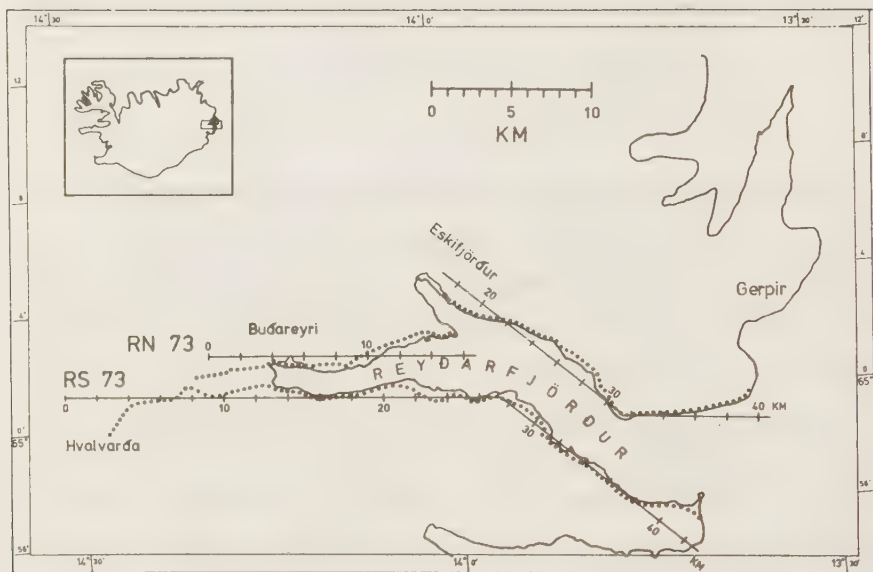


Abb. 3c Lageskizze der Profile Reyðarfjörður-Nord (RN 73) und Reyðarfjörður-Süd (RS 73) der Feldmagnetik (ΔZ) im Reyðarfjörður

Die punktierte Linie stellt den tatsächlichen Profilverlauf dar und die durchgezogene Linie mit den 2 km Distanzmarken die Projektionslinie der Profile für die weitere Darstellung.

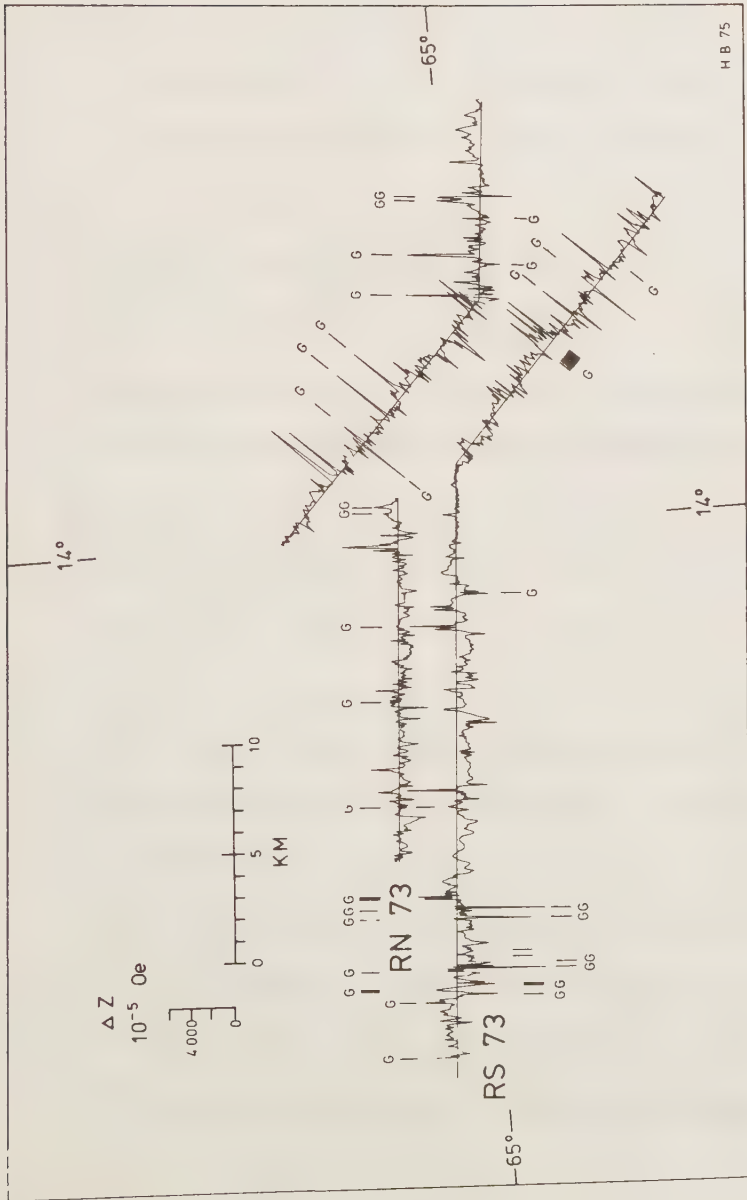


Abb. 31 Montage der Profile (ΔZ) Reyðarfjörður-Nord (RN 73) und Reyðarfjörður-Süd (RS 73)

Mit "G" sind die während der Messung beobachteten Gänge bezeichnet, die an den Hängen als vertikale Strukturen auch in einiger Entfernung ohne weiteres erkannt werden konnten.

Das Profil Reydarfjördur-Süd (RS 73) beginnt in Hvalvarda (498 m üNN), dem Joch zwischen dem Brudardalsfjall und dem Tröllafjall im Thingmuli-Gebiet. Es folgt dem Areyjardalur und ab dem Gehöft Areyjar der Straße der ganzen Südküste des Reydarfjördur entlang bis zur Gehöftgruppe von Vatternes am Ausgang des Reydarfjördur.

Während der Messung wurden zur Topographie und Geologie Notizen gemacht; besonders gut zu beobachten waren zahlreiche Gänge, die sich von der nahezu waagrechten Struktur der Lavalagen häufig mit senkrechter Säulung als vertikale Strukturen mit waagrechter Säulung auffällig abheben.

Eine Lageskizze der beiden Profile zeigt die Abb. 30. Neben dem tatsächlichen Verlauf der Profile sind für die weitere Darstellung deren Projektionslinien eingezeichnet, denen ohne Distanzkorrektur der Punktabstand von 50 m (im Gelände mit Doppelschritten gemessen) zugrunde liegt. Die vielen Ortsangaben, die während der Messung notiert wurden, erleichterten diese Anpassung der geographischen Lage der Profile.

Die Abb. 31 stellt die Montage der beiden Profile (ΔZ) RN 73 und RS 73 längs dieser Projektionslinien dar. Die Meßwerte sind in Gamma mit einem einheitlichen Punktabstand von 50 m über einer Nulllinie aufgetragen, die aus dem arithmetischen Mittel aller Meßwerte im Reydarfjördur-

Thingmuli- Gebiet erhalten wurde. Wie bereits in Kap. 2.2.1 erwähnt, entspricht die Differenz der auf diese Weise erhaltenen Nullniveaus zwischen den Meßgebieten Nordost-Inland und Ost-Inland sehr genau dem Gradienten des Regionalfeldes. Der Mittelwert der Meßdaten der beiden Profile differiert hingegen mehr als 200 Gamma und zwar liegt das Niveau des Nordprofils höher, was wohl dadurch zu erklären ist, daß die Einzelprofile zur Festlegung des Regionalfeldes zu kurz sind.

Auf Korrekturen der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes, sowie der Instrumentengänge konnte wie auch bei den Messungen in Nordost-Inland verzichtet werden, da die Amplituden der Anomalien des erdmagnetischen Feldes auch im Reydarfjördur-Thingmuli-Gebiet um ein Vielfaches größer sind.

In der Montage der Meßprofile (Abb. 31) fallen zunächst sehr die prägnanten Anomalien mit großer Amplitude (bis 8000 Gamma) und Halbwertsbreiten von weniger als 200 m auf, die teilweise bereits durch die Beobachtung von Gängen an jener Stelle im Gelände erklärt werden können. Die Spezialmessungen mit engem Punktabstand über diesen Gängen und die gesteinsmagnetischen Untersuchungen (siehe Kap. 4.4) bestätigen zweifelsfrei diese Interpretation. Noch nicht sicher hingegen ist aus der Feldmagnetik ersichtlich, ob die einzelnen Gänge der Gangschwärme vorwiegend einheitliche

Polarität der Magnetisierung besitzen (dazu Kap. 3.3); im Gegenteil sind in der Messung mehrere Beispiele enthalten von eng benachbarten Gängen mit entgegengesetzter Polarität.

Insgesamt gesehen sind diese auffälligen und typischen Anomalien von Gängen verhältnismäßig selten: Durchschnittlich wurde nur alle 3 km eine 'Ganganomalie' mit einer Amplitude über 4000 Gamma gemessen. Die Anzahl der so aufgefundenen Gänge ist durchaus vergleichbar mit denen der Feldmagnetik im Meßgebiet Nordost-Island.

Die Amplitude dieser kurzwelligen Anomalien und das Schwankungsfeld im Meßgebiet Thingmuli-Reydarfjördur ist dagegen etwa um die Hälfte geringer. Erklärungen hierfür sind eine größere Sedimentbedeckung und eine geringere Magnetisierung der Basalte, was auch durch die gesteinsmagnetischen Untersuchungen bestätigt wird.

Zur besseren Erkennung der langwelligen Anomalien wurden dieselben Filterungsverfahren, die bereits für die Magnetik im Meßgebiet Nordost-Island beschrieben sind, verwendet. Die Abbildungen 32 und 33 zeigen Beispiele dieser Filterung durchgeführt als Wellenlängentiefpasfilterung und Feldfortsetzung nach oben. In der Wellenlängentiefpasfilterung herrscht bei 800 m Abrißwellenlänge der Anomalie-Typ mit 1000 bis 2000 Gamma Amplitude und etwa 1 km Halbwertsbreite vor. Eine markante negative Anomalie (-1500 Gamma, 3.5 km Halbwertsbreite) wurde im westlichen Teil des RS 73 im

Areyardalur gemessen und kann durch invers magnetisierte Gänge des Breiddalur Gangschwarmes interpretiert werden (siehe dazu Kap. 3.3).

Die langwelligen Anomalien mit Halbwertsbreiten von 15 bis 20 km werden besonders deutlich in der Feldfortsetzung nach oben für große Höhen (die Abb. 33 zeigt das Beispiel der Feldfortsetzung für 1000 m Höhe). Die Wellenlänge dieser langwelligen Anomalien entspricht etwa der Profillänge: Jeweils in der westlichen Hälfte beider Profile ergeben sich langwellige negative Anomalien und in der östlichen Hälfte eine langwellige positive Anomalie. Während diese langwelligen Anomalien in der Wellenlänge durchaus mit den entsprechenden Anomalien über der Jungvulkanischen Zone (sogenannte Rift-Anomalien) vergleichbar sind, haben sie jedoch eine um mehr als die Hälfte kleinere Amplitude.

Die eben beschriebenen Anomalien mit über 10 km Halbwertsbreite lassen sich in beiden Profilen (RN 73 und RS 73) etwa in nord-südlicher Streichrichtung korrelieren; dagegen ist keinerlei Korrelation der langwelligen Anomalien der Feldfortsetzung nach oben (z.B. für 4000 m Höhe) beider Profile mit einem Profil der Aeromagnetik in gleicher Höhe (SERSON 1968) möglich, das etwa 8 km südlich des Reydarfjördur gemessen wurde. Eine Erklärung für diese Abweichung und die Interpretation der langwelligen Anomalien der Bodenmagnetik im Thingmuli-Reydarfjördur Gebiet wird im folgenden gegeben.

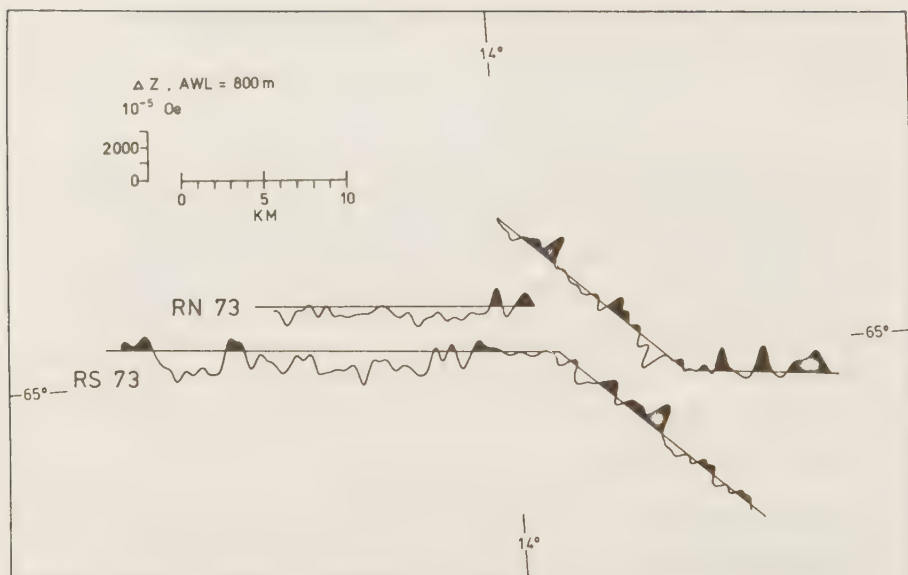


Abb. 32 Wellenlängentiefpafßfilterung mit 800 m Abrißwellenlänge der Profile RN 73 und RS 73 (Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet)

Vorherrschender Anomalie-Typ: 2000 Gamma Amplitude (max.) und 1 km Halbwertsbreite. Die negative Anomalie (-1500 Gamma, 3.5 km Halbwertsbreite) bei km 3 bis 7 im Profil RS 73 wird durch die invers magnetisierten Gänge des Breiddalur-Gangschwarmes verursacht. Bereits erkennbar sind die langwelligen Anomalien (15 - 20 km Halbwertsbreite und durchschnittliche Amplitude 600 Gamma).

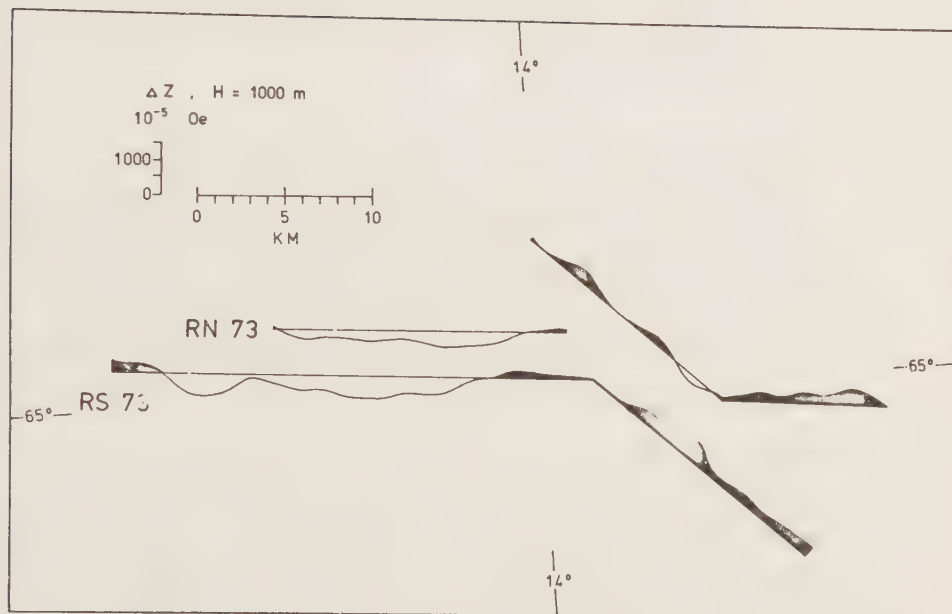


Abb. 33 Feldfortsetzung nach oben für 1000 m Höhe der Profile RN 73 und RS 73 (Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet)

Darstellung der langwelligen Anomalien mit 15 bis 20 km Halbwertsbreite und einer durchschnittlichen Amplitude von 300 Gamma (maximal 650 Gamma).

3.3 Versuch der Interpretation der langwelligen Anomalien im Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet durch Gangschwärme

Wie bereits in der Einleitung zu Kap. 3 angedeutet wurde, stellt eine mögliche Korrelation der langwelligen Anomalien mit Gangschwärmen eine wichtige Bestätigung der Interpretation der langwelligen Anomalien durch solche Gangschwärme dar und damit des Modells der Erdkrustendrift bei gleichzeitiger Gangintrusion (BÖDVARSSON und WALKER 1964 u.a.).

Im Reydarfjörður Gebiet mit dem westlich anschließenden Thingmuli sind vier Gangschwärme aufgeschlossen, die von den Profilen der Bodenmagnetik etwa senkrecht zu ihrer Streichrichtung gekreuzt werden. Von West nach Ost sind diese der Thingmuli-Schwarm, Breiddalur-Schwarm, Reydarfjörður-Schwarm und der Bardsnes-Schwarm; sie sind an die Zentralvulkane in diesem Gebiet gebunden und nach ihnen benannt.

Aus den K-Ar Alterbestimmungen im Thingmuli-Reydarfjörður Gebiet (GALE et al. 1966, MOORBATH et al. 1968 und Mc DOUGALL et al. 1976) kann auf ein zunehmendes Alter der Zentralvulkane nach Osten hin, also mit zunehmender Entfernung von der Jungvulkanischen Zone, geschlossen werden, mit der Ausnahme einer Altersangabe von jünger als 8.9 m.y. für den Breiddalur Zentralvulkan (siehe Tabelle 7), die allerdings aus der Messung nur eines Granophyr-Blocks aus

der ältesten Formation des Zentralvulkans abgeleitet wurde.

Das Profil (ΔZ) RS 73, das im Areyardalur die Ausläufer des Breiddalur Gangschwarmes kreuzt, zeigt an dieser Stelle mehrere sehr prägnante Einzelanomalien vom Gang-Typ und eine negative Anomalie mit mittlerer Wellenlänge (-1500 Gamma und 3.5 km Halbwertsbreite), woraus auf die überwiegend inverse Polarität der Magnetisierung des Breiddalur-Gangschwarmes geschlossen werden kann. Vorwiegend inverse Polarität des erdmagnetischen Feldes zur in Frage kommenden Zeit der Bildung des Breiddalur-Gangschwarmes herrschte während der Erdmagnetfeld-Epochen 8 und 10 (HEIRTZLER et al. 1968, BLAKLEY et al. 1974 nur geringfügig davon abweichend), woraus, abgesehen von den vielen Unsicherheiten und Einschränkungen, das Alter des Breiddalur-Gangschwarmes mit jünger als 8.7 m.y. oder zwischen 10.0 und 10.8 m.y. angenommen werden könnte. Die jüngere Altersangabe stimmt mit dem K-Ar Alter überein, die ältere mit der Annahme einer linearen Alterszunahme der Zentralvulkane bei zunehmender Entfernung von der Jungvulkanischen Zone. - Wie dem auch sei, für die Bildung eines Zentralvulkans kann ein Zeitraum von etwa 1 m.y. angesetzt werden, was zu folgender Verteilung der Polarität der Magnetisierung der Gangschwärme führt (Tabelle 7).

Falls die Gangschwärme tatsächlich die Störkörper für die langwelligen erdmagnetischen Anomalien sein sollten, müßte

Tabelle 7 Alter und Polarität der Magnetisierung der Gangschwärme im Thingmuli-Reydarfjördur Gebiet auf der Grundlage der K-Ar Altersbestimmungen von GALE et al. 1966, MOORBATH et al. 1968 und McDOUGALL et al. 1974 und der Polaritätsskala des erdmagnetischen Feldes von HEIRTZLER 1968

Zentralvulkan	THINGMULI	BREIDDALUR	REYDARFJÖRDUR	BARDSNES
Alter m.y.	9.5	8.9 (10.5)	11.5	12.5
Epoche der Polaritätsskala	9	8 (10)	12	13
Vorwiegende Polarität des Erdmagnetfeldes	N	R (R)	R	N

die obige Polaritätsverteilung die Polarität der Anomalien des Erdmagnetfeldes im Thingmuli-Reydarfjördur Gebiet bestimmen. Dies ist aber, wie aus der Abb. 34 ersichtlich, keineswegs eindeutig: Die größere Gangdichte in den Gangschwärmen wird zwar durch eine größere Anzahl von Ganganomalien (siehe Abb. 34a) angezeigt, aber die Polarität dieser Anomalien ist nicht einheitlich (siehe auch Kap. 2 : Spezialvermessungen über einzelnen Gängen; ein Beispiel für die komplizierte Polaritätsverteilung innerhalb eines einzelnen Gangsystems ist in Abb. 59 dargestellt). Weiterhin widerspricht die Verteilung der gemessenen langwelligen Anomalien im Thingmuli-Reydarfjördur Gebiet dem genannten Störkörpermodell mit der Ausnahme der Anomalie am Anfang des Profils RS 73, die im Meßgebiet Ost-Island die einzige Bestätigung für das

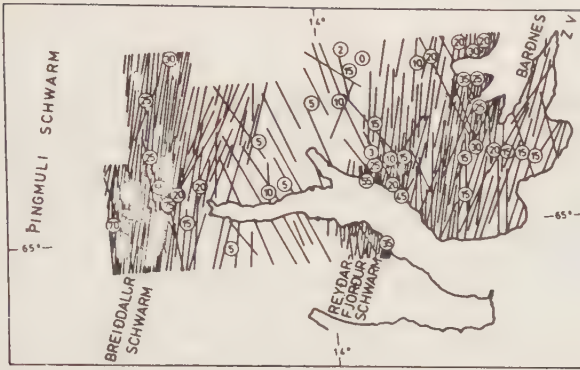
Modell (Interpretation der langwelligen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme) ist: Eine positive Anomalie über den östlichen Ausläufern des Thingmuli-Gangschwarmes und eine negative Anomalie mittlerer Halbwertsbreite über dem Breiddalur-Schwarm. In der nahezu Gang freien Zone zwischen dem Breiddalur-Schwarm und dem Reydarfjördur-Schwarm wurde jedoch in beiden Profilen eine langwellige negative Anomalie mit über 10 km Halbwertsbreite gemessen, die im Profil RS 73 etwa die doppelte Amplitude im Vergleich zum Profil RN 73 hat und im Ausgang des Eskifjördur von markanten positiven Anomalien flankiert ist (im Bereich der invers (!) magnetisierten doleritischen Holmahals-Intrusion). Über dem Reydarfjördur-Gangschwarm sollte nun nach den obigen Modellvorstellungen eine ausgeprägte negative Anomalie zu erwarten sein: Abgesehen von vier Ganganomalien wurden hier sehr geringe Schwankungswerte und nur Anomalien mit Amplituden kleiner als 500 Gamma gemessen; nach einer Tiefpaßfilterung ergibt sich über dem Reydarfjördur-Gangschwarm ein nahezu ungestörtes Magnetfeld.

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen, die in Kap. 4 beschrieben sind, lassen dafür folgende Interpretation zu: Der Kern des Reydarfjördur-Zentralvulkans liegt nach WALKER (1959) im Zentrum des Reydarfjördur und ist an den Ufern des Fjordes vor allem durch die hohe Gangdichte (über 30 Gänge pro km), durch eine propylitisierte Zone und durch saure Extrusiva zu bemerken. Das trotz der hohen Gangdichte nahezu ungestörte Magnetfeld im Bereich des Reydarfjördur-Zentral-

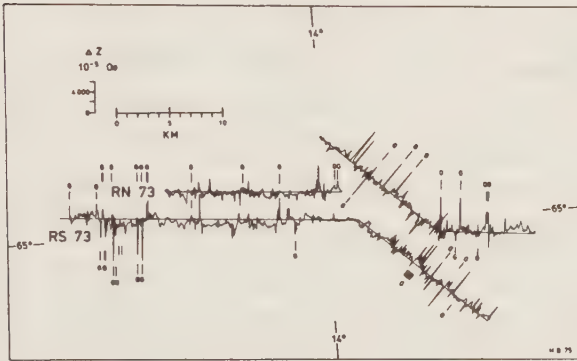
vulkans ist daher vor allem durch die Zerstörung der Magnetisierung durch die intensive hydrothermale Aktivität des Zentralvulkans zu erklären.

Am östlichen Ende des Profils RN 73 wurden einige positive Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite gemessen, die durch die südlichen Ausläufer des Bardsnes-Gangschwarmes verursacht sein könnten; im Profil RS 73 haben diese Anomalien jedoch nur eine kleine Amplitude und können nicht als langwellige positive Anomalie des Bardsnes-Gangschwarmes bezeichnet werden.

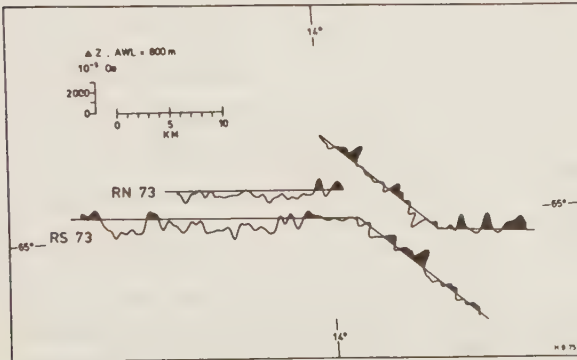
Es sollte deutlich geworden sein, daß die langwelligen geomagnetischen Anomalien im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet nicht durch die sichtbaren und kartierten Gangschwärme interpretiert werden können, mit Ausnahme der guten Korrelation der negativen Anomalie mit mittlerer Halbwertsbreite mit dem vorwiegend invers magnetisierten Breiddalur-Gangswarm. Im folgenden Kap. 3.4 soll daher der Versuch der Interpretation der Anomalien durch Lavalagen unternommen werden.



a. Verteilung der Gangschwärme (ausführliche Legende siehe Abb. 29)



b. Gemessene geomagnetische Anomalien mit der Bezeichnung einiger Gänge (G) (siehe Abb. 31)



c. Langwellige geomagnetische Anomalien im R.T. Gebiet (Tiefpaßfilterung mit Abrißwellenlänge = 800 m)

Abb. 34 a-c Versuch der Korrelation der geomagnetischen Anomalien mit den Gangschwärmen im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet.

3.4 Versuch der Interpretation der langwelligen
Anomalien im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet
durch Lavalagen und Abschätzung des "topo-
graphischen Effektes"

Neben den vertikalen Modellkörpern, die ihre Entsprechung in den eben erwähnten Gängen und Gangschwärmen haben, stehen noch als einfache Modelle zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien flach einfallende Platten mit alternierender Polarität der Magnetisierung zur Verfügung, die durch die Lavalagen repräsentiert sind.

SCHÖNHARTING (1969) diskutiert solch ein Modell von Basaltergüssen (Modell von WENSIEK in HEIRTZLER 1965) und zeigt, daß dies zur Interpretation der regionalen Anomalien des Erdmagnetfeldes über der Jungvulkanischen Zone nicht in Frage kommt und allenfalls teilweise die Anomalien über den pleistozänen Deckenbasalten erklären könnte. Auch GUDMUNDSSON (1967) nimmt als mögliche Störkörper für geomagnetische Anomalien mittlerer Halbwertsbreite im Ljosavatnssard einfallende Basaltlagen an.

In Ost-Island und besonders im Reydarfjördur-Gebiet ist die Polarität der Magnetisierung und die Mächtigkeit der Lavalagen durch die paläomagnetischen Untersuchungen von DAGLEY et al. (1967) bekannt. Die geologische Einheit und Polarität der Magnetisierung von 21 sich überlappenden Sequenzen wurde bestimmt. Von den Überlappungen abgesehen

hat diese Folge von Basaltlagen eine Mächtigkeit von 8.8 km, aufgebaut aus 900 Lavalagen. Nach Wechselfeldentmagnetisierung wurde bei 551 Lagen normale Polarität, bei 406 Lagen inverse Polarität und bei 73 Lagen eine intermediäre Richtung der Magnetisierung gemessen. Gemittelt über die gesamte Sequenz bedeutet dies, daß sich die Polarität der Magnetisierung etwa alle 100 m umkehrt.

Der Wechsel der Polarität der Magnetisierung ist jedoch nicht statistisch. Es können mehrere über 500 m mächtige Sequenzen mit überwiegend einheitlicher Polarität der Magnetisierung unterschieden werden. Im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet fallen zwei besonders mächtige Folgen von Lavalagen mit nahezu einheitlicher Polarität auf: Es ist dies eine über 1000 m mächtige normal magnetisierte Sequenz über einer fast ebenso mächtigen invers magnetisierten. Bei dem vorherrschenden Einfallswinkel der Deckenbasalte von 4° bis 7° nach Westen ergeben sich daraus über 10 km breite Zonen einheitlicher Polarität der Magnetisierung, die in der Abb. 35a dargestellt sind.

Die mächtige normal magnetisierte Folge von Laven im westlichen Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet wurde von PIPER (1977) der Anomalie 5 der geomagnetischen Streifenmuster über den ozeanischen Rücken zugeordnet. Nach der Polaritäts-skala des erdmagnetischen Feldes nach HEIRTZLER (1968) hätte dieses Packet von Laven ein Alter von 8.7 bis 10.0 m.y. (Abb. 35b).

Eine neuere Untersuchung durch McDOUGALL et al. (1976) einer 2330 m mächtigen Folge von Deckenbasalten aus dem Neskaupstadir Gebiet (östlicher Reydarfjördur) ergab K-Ar Alter dieser Sequenz von 8.4 bis 11.8 m.y. und ein Wachstum des Lavenstapels von 690 m pro 1 m.y.; durchschnittlich entspricht dies einer Eruption alle 13.000 Jahre. Unter der Annahme solch einer konstanten Förderrate ergeben die gemessenen Polaritäten der Magnetisierung der Laven und die Altersbestimmungen eine Polaritätszeitskala des erdmagnetischen Feldes, die gut mit der Skala von HEIRTZLER (1968) oder der noch verfeinerten Skala von BLAKELY (1974) für diese Zeit übereinstimmt, die unter gänzlich anderen Voraussetzungen abgeleitet wurden (Extrapolation der für die letzten 4.5 m.y. bekannten Polaritätszeitskala von COX et al. (1964) unter der Annahme konstanter Driftraten).

Die mächtigen normal magnetisierten Vulkanite der Erdmagnetfeld-Epoche 9 und die invers magnetisierten der Epoche 10 und 12 sind nach PIPER (1973) die Störkörper für die regionalen geomagnetischen Anomalien eines Profils der Flugmagnetometrie von SERSON et al. (1968) im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet.

Wie die Abb. 35c zeigt, können die langwelligen Anomalien der Bodenmagnetik in Ost-Island keineswegs durch solch ein Modell erklärt werden. Über den unter flachem Winkel nach Westen einfallenden mächtigen normal magnetisierten

Laven wäre eine positive Anomalie zu erwarten und über den invers magnetisierten eine entsprechende negative. Wie die östliche Hälfte des Profils RN 73 auffällig zeigt, ist genau das Gegenteil der Fall.

Es liegt nahe, diese entgegengesetzte Korrelation der geomagnetischen Anomalien mit der Polarität der Magnetisierung der Laven dem topographischen Effekt im tief eingeschnittenen Reydarfjördur zuzuschreiben. Die Anomalie einer schrägen Stufe von 500 m Mächtigkeit mit einem Neigungswinkel von 30° , der der Hangneigung im Reydarfjördur entspricht, und einer Magnetisierung von 350 Gamma (Ergebnis der gesteinsmagnetischen Untersuchungen für die mittlere Magnetisierung der tertiären Flutbasalte aus Kap. 4.6) wurde berechnet (Abb. 35d). Da im Ausbiß der Basaltdecken etwa im Maximum der Randanomalie einer einfallenden Platte mit jeweils umgekehrtem Vorzeichen zur Richtung der Magnetisierung gemessen wurde, sind zumindest ein Teil der regionalen geomagnetischen Anomalien im Reydarfjördur-Gebiet dem topographischen Effekt zuzuschreiben.

Dies ist wohl auch die Erklärung für die Abweichung der Anomalien im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet nach der Feldfortsetzung in 4000 m Höhe von der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968) in der gleichen Höhe, im Gegensatz zur Magnetik in der Jungvulkanischen Zone, wo nach dem gleichen Verfahren eine gute Übereinstimmung zwischen der

Feldfortsetzung der am Boden gemessenen Anomalien nach oben und der Aeromagnetik erreicht wurde.

Legende zur Abb. 35 a-d

- a. Zonen mit überwiegend gleicher Polarität der Magnetisierung der Deckenbasalte im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet (nach PIPER 1973).

kariert : normal magnetisiert
straffiert: invers magnetisiert

- b. Gemessene Polarität der Magnetisierung der Deckenbasalte nach DAGLEY et al. (1967) und der Ausschnitt aus der vorhergesagten Polaritäts-skala des erdmagnetischen Feldes (HEIRTZLER 1968).

Die Zuordnung der mächtigen normal magnetisierten Sequenz von Deckenbasalten zur Epoche 9 des Erdmagnetfeldes (Anomalie 5 der streifenförmigen geomagnetischen Anomalien über den ozeanischen Rücken) folgt dem Vorschlag von PIPER (1973).

- c. Langwellige geomagnetische Anomalien der Bodomagnetik (ΔZ) im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet (Wellenlängentiefpasfilterung mit 1600 m Abrißwellenlänge) und die Polarität der Magnetisierung der Deckenbasalte.

- d. Berechnete Anomalie einer 500 m mächtigen schrägen Stufe mit normaler und inverser Magnetisierung (350 Gamma = Mittelwert der natürlichen remanenten Magnetisierung der tertiären Laven) zur Abschätzung des topographischen Effektes der Hangneigung.

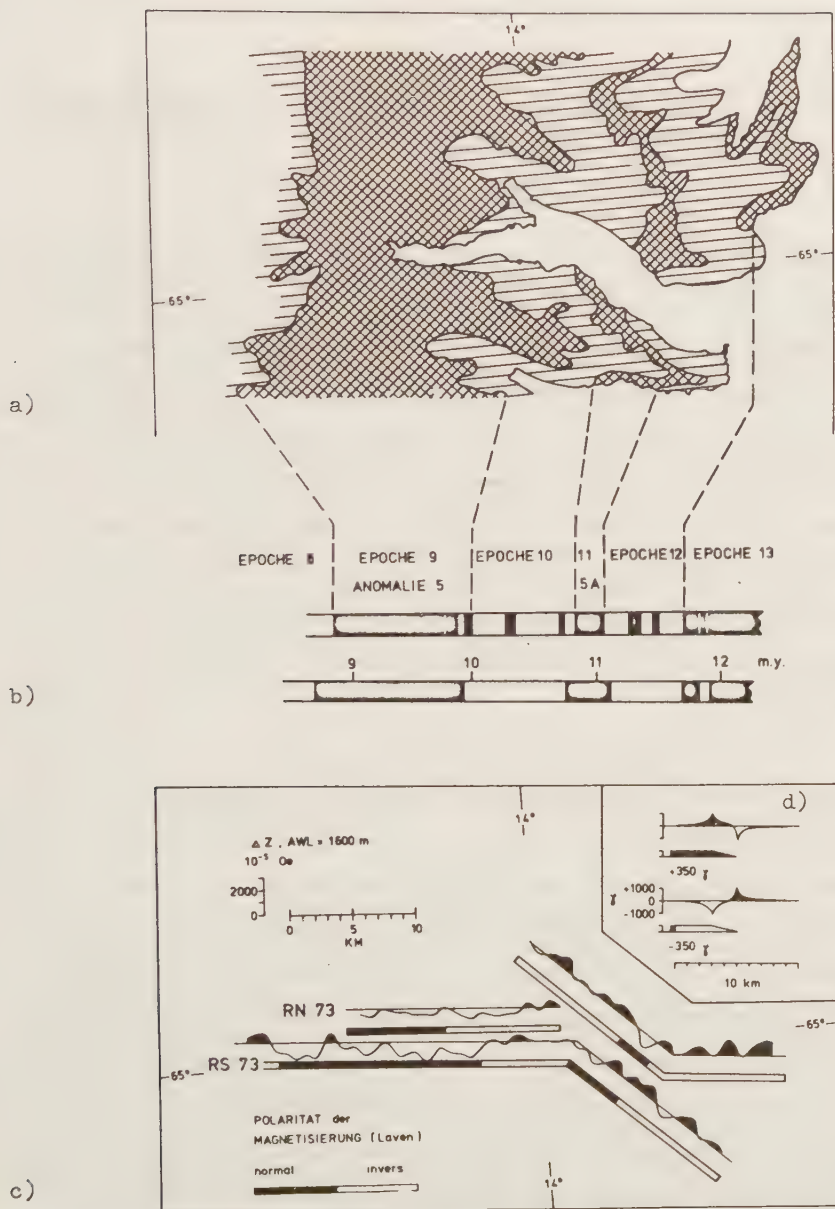


Abb. 35 a-d Vergleich der Polarität der Magnetisierung der Deckenbasalte im Reydarfjörður mit den langwelligen Anomalien der Bodenmagnetik (ΔZ) und Berechnung des topographischen Effektes.

3.5 Ergebnis der Bodenmagnetik (ΔZ) im Reydarfjördur-
Thingmuli Gebiet

Die genaue Kenntnis der Geologie im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet, insbesondere der Lage und des Alters der Gangschwärme und der Zonen gleicher Polarität der Magnetisierung der Basaltdecken, ließ eine wesentliche Hilfe zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien in dieser Region erwarten. Zwar konnten die kurzwelligen Anomalien gut durch Einzeltgänge oder Gangsysteme erklärt werden, die Frage nach dem Störkörper-Typ (Gangschwarm oder Gruppen von Laven gleicher Polarität der Magnetisierung) für die Interpretation der regionalen Anomalien wurde hingegen nicht befriedigend beantwortet.

Eine eindeutige Zuordnung einer regionalen Anomalie zu einem Gangschwarm ergab sich nur beim Breiddalur-Schwarm, dessen Gänge, wie aus dem kurzwelligen Anteil der Bodenmagnetik geschlossen werden kann, vorwiegend invers magnetisiert sind. Die anderen Gangschwärme im Reydarfjördur verursachen keine langwelligen magnetischen Anomalien, da sie trotz einer höheren Magnetisierung verglichen mit den Deckenbasalten (siehe Kap. 4) keine überwiegend einheitliche Polarität der Magnetisierung besitzen. Die Ursache für die teilweise geringe Amplitude der Anomalien über den Zentren der Gangschwärme ist die Zerstörung der Magnetisierung der Basalte durch die intensive hydrothermale Aktivität der

Zentralvulkane.

Die unterschiedliche Polarität der Magnetisierung benachbarter Gänge oder Gangsysteme wurde einerseits aus der Feldmagnetik durch dicht beieinander liegende normale und inverse Ganganomalien deutlich, andererseits zeigen die paläomagnetischen Untersuchungen der Richtung der Magnetisierung, daß sogar innerhalb eines einzelnen Gangsystems verschiedene Polaritäten möglich sind (siehe Kap. 4.4). Daraus könnte geschlossen werden, daß auch sehr verschieden alte Gänge in die gleichen Schwächezonen intrudieren, die bereits durch Gänge vorgezeichnet sind. Dennoch kann die Existenz von Gangschwärmen vorwiegend einheitlicher Polarität der Magnetisierung, wie sie zur Interpretation der langwelligen Anomalien in der 'Jungvulkanischen Zone' angenommen wurden, durch die Untersuchungen im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet nicht ausgeschlossen werden.

Der Vergleich der regionalen Anomalien im Reydarfjördur mit den Zonen gleicher Polarität der Magnetisierung der Flutbasalte ergab keine Möglichkeit zur Korrelation. Das entgegengesetzte Vorzeichen von Anomalie und Polarität der Magnetisierung der dazugehörigen Lavalagen führte zur Interpretation der regionalen magnetischen Anomalien durch den topographischen Effekt der durch den Fjord angeschnittenen Basalte.

Der topographische Effekt täuscht also unter Umständen lang-

wellige geomagnetische Anomalien vor, die durch tief-
liegende Störkörper interpretiert werden könnten, und
begrenzt somit den sinnvollen Einsatz der Bodenmagnetik.
Ein weiteres Indiz, die Ursache der regionalen Anomalien
im Reydarfjördur im topographischen Effekt zu sehen, ist
die mangelnde Übereinstimmung der durch die Feldfort-
setzung nach oben berechneten Anomalien mit denen der
Aeromagnetik.

4. Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Zur Interpretation der Feldmagnetik sind neben der Kenntnis der Form der Störkörper und deren Verteilung die magnetischen Eigenschaften der Gesteine von Bedeutung. Es soll daher zunächst versucht werden, die für die Störkörperberechnung wichtigsten Kenngrößen der Magnetisierung, wie natürliche remanente Magnetisierung J_{nrn} , Anfangsuszeptibilität K und Curie-Temperatur T_c zu bestimmen.

Die Anfangsuszeptibilität K (oder der Q -Faktor nach KÖNIGSBERGER: $Q = J_{\text{nrn}}/J_{\text{ind}} = J_{\text{nrn}}/K \cdot H_a$) wird dabei zur Berücksichtigung des Anteils der induzierten Magnetisierung J_{ind} gebraucht. Die Curie-Temperatur T_c ist einerseits zur Abschätzung der Curie-Tiefe nötig, andererseits ist sie eine Hilfe bei der Identifizierung der Träger der Magnetisierung. Unter der Curie-Tiefe wird die Tiefe verstanden, in der die Blockungstemperatur der Fe-Ti-Oxyde überschritten wird; sie entspricht also der Tiefe der Störkörperunterkante.

Da die Parameter der Magnetisierung innerhalb einer Struktur (z.B. Lava oder Gang) einer großen Variation unterliegen, wurden nach Möglichkeit die Untersuchungen in Traversen durchgeführt, um einerseits solche Variationen zu studieren und um andererseits repräsentative Mittelwerte zu erhalten.

Der Schwerpunkt wurde auf die Untersuchung der magnetischen Eigenschaften von basaltischen Laven, Gängen und deren Kontakte gelegt, um den Fragenkomplex nach den Störkörpern der langwelligen magnetischen Anomalien (Gangschwärme oder Stapel von Laven) zu erhellen. Die dabei beobachteten signifikanten Unterschiede der magnetischen Eigenschaften verschiedener geologischer Formationen und des gleichen Gesteinstyps bei unterschiedlichem Alter und Metamorphose führten zu dem Schema der Veränderung der Fe-Ti-Oxyde durch eine hydrothermale Aktivität (Kap. 5).

4.1 Probenentnahme

Während der Feldarbeit im Sommer 1973 wurden über 1000 Gesteinsproben von allen wesentlichen geologischen Formationen in den Meßgebieten Nordost- und Ost-Island und längs der Zufahrtswege entnommen. Die Proben können als repräsentativ sowohl für die 'Jungvulkanische Zone', als auch für die tertiären Basalte angesehen werden. Besonders dicht sind die Meßgebiete der Feldmagnetik mit der Probenentnahme belegt, um Pauschalwerte der Parameter der Magnetisierung für die Interpretation der Anomalien zu erhalten.

Die Entnahme der Proben wurde mit zwei Benzinmotor-betriebenen

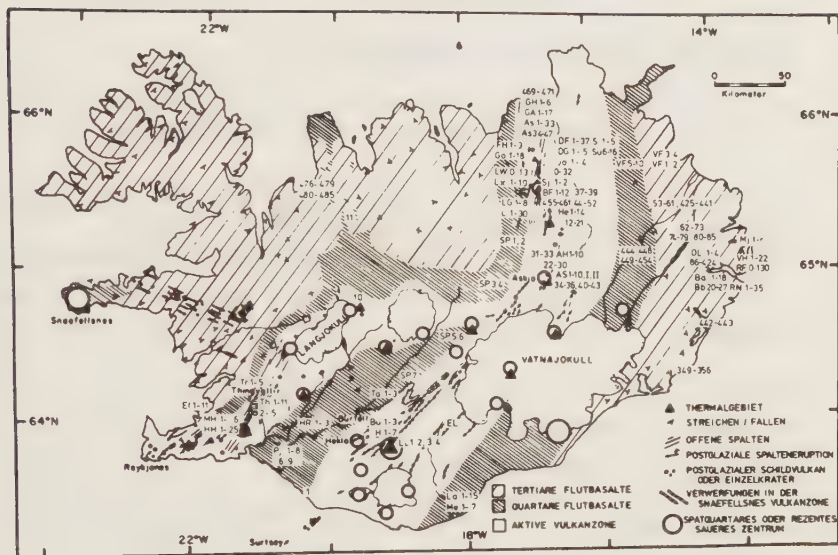


Abb. 36 Lokaltäten der Probenentnahme auf der Grundlage der geologischen Skizze nach WARD (1971)

Die Bezeichnung der Lokaltät mit Buchstaben und Ziffern verweist auf die Probenliste von BECKER und SCHWEITZER; die Bezeichnung nur mit Ziffern (1 - 485) auf die Probenliste von KRAMM und SACHTLEBEN (Anhang).

Bohrmaschinen mit Diamant-Bohrkronen ($\phi = 1 \text{ inch} = 2.54 \text{ cm}$) durchgeführt. Nach Möglichkeit wurden die Bohrkerne mit Kompaß oder Sonnenkompaß orientiert.

Von folgenden Vorkommen wurden Proben entnommen:

Tabelle 8 Typ und Anzahl der Vorkommen der Proben-
entnahme für gesteinsmagnetische Untersuchungen

Vorkommen	Anzahl
Postglaziale (teils datierte) Laven	50
Postglaziale Gänge	10
'Graue Stufe' (pleistozäne Laven)	25
Tertiäre Laven	50
Tertiäre Gänge	40
Pillow- Laven und Tuffe	5
Gabbros	3
Hyaloklastite	5

Die Lokalitäten der Vorkommen sind in der Abb. 36 (auf der Grundlage der geologischen Skizze von Island nach WARD 1971) dargestellt. Die Probenentnahme wurde von zwei Arbeitsgruppen durchgeführt, nämlich von KRAMM und SACHTLEBEN (Bezeichnung der Proben mit Ziffern 1-485) und von SCHWEITZER und vom Verfasser (Bezeichnung der Lokalität mit Buchstaben und der Proben mit Ziffern). Beide Probenlisten sind im Anhang vollständig aufgeführt.

4.2 Untersuchungsmethoden und Ergebnisse

4.2.1 Intensität und Richtung der natürlichen remanenten Magnetisierung, spezifische Magnetisierung und Dichte

Die Messung der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrn} aller Proben wurde mit einem Computer-stabilisierten, langsam rotierenden Förster-Sonden Spinner-Magnetometer der Firma Digico Ltd., England, durchgeführt. Der Spinner kann mit einem Standart zeitlich stabiler Remanenz geeicht werden. Im allgemeinen wurden 1 inch (=2.54 cm) lange zylinderförmige Proben mit 1 inch Durchmesser gemessen; für kleinere Proben sieht das Auswertungsprogramm des Spinners eine Korrektur vor (Dimension der natürlichen Remanenz = 10^{-5} Gauss/cm³).

Die Dichte einer Lavalage variiert im allgemeinen auf charakteristische Weise: Die Laven sind zur Oberfläche hin wesentlich poröser als etwa in der Mitte. Auch Gänge zeigen eine systematische Variation der Dichte. Die Variation der Remanenz innerhalb einer Lavalage oder eines Ganges läßt sich daher mit der spezifischen Magnetisierung klarer darstellen (Dimension der spezifischen Magnetisierung = 10^{-5} cgs/g).

Es wurde daher die Dichte aller Proben durch Wägen und die Berechnung des Volumens aus der Zylinderlänge bestimmt. Diese

Dichtebestimmung ist zwar nicht sehr genau, da Unregelmäßigkeiten im Durchmesser und in der Form der Proben-Zylinder nicht berücksichtigt wurden, aber für den Zweck der Darstellung der Variation der Remanenz innerhalb einer Struktur durch die spezifische Magnetisierung ausreichend und außerdem ein Maß für die Porosität der Probe. Darüberhinaus scheint die Variation der Porosität innerhalb einer Struktur (Lava oder Gang) deren Abkühlungsgeschichte und den unterschiedlichen Stand der Entgasung wiederzuspiegeln. Damit eng gekoppelt sind wiederum die Variationen der Parameter der Magnetisierung (vgl. Kap. 4.3).

Nahezu 2000 Proben von 170 Vorkommen verschiedener geologischer Formationen unterschiedlichen Alters wurden untersucht. Durch arithmetrische Mittelung wurde die mittlere natürliche remanente Magnetisierung der Vorkommen bestimmt, die in der Abb. 37 als Histogramm dargestellt ist.

Die postglazialen Laven und Gänge sind charakteristisch für die zentrale 'Jungvulkanische Zone' und die pleistozänen Laven für die Ränder der 'Jungvulkanischen Zone' (quartäre Flutbasalte). Der überwiegende Anteil der tertiären Laven und Gänge stammt aus Ost-Island (Reydarfjörður-Thingmuli Gebiet und benachbarte Fjorde). Die unterschiedliche Anzahl der Vorkommen ist durch die Aufschlußverhältnisse bedingt. So sind beispielsweise postglaziale Gänge sehr selten anzutreffen, da sie durch ihre geförderten Laven zugedeckt sind. Bei den postglazialen Laven sind Proben von der Ober-

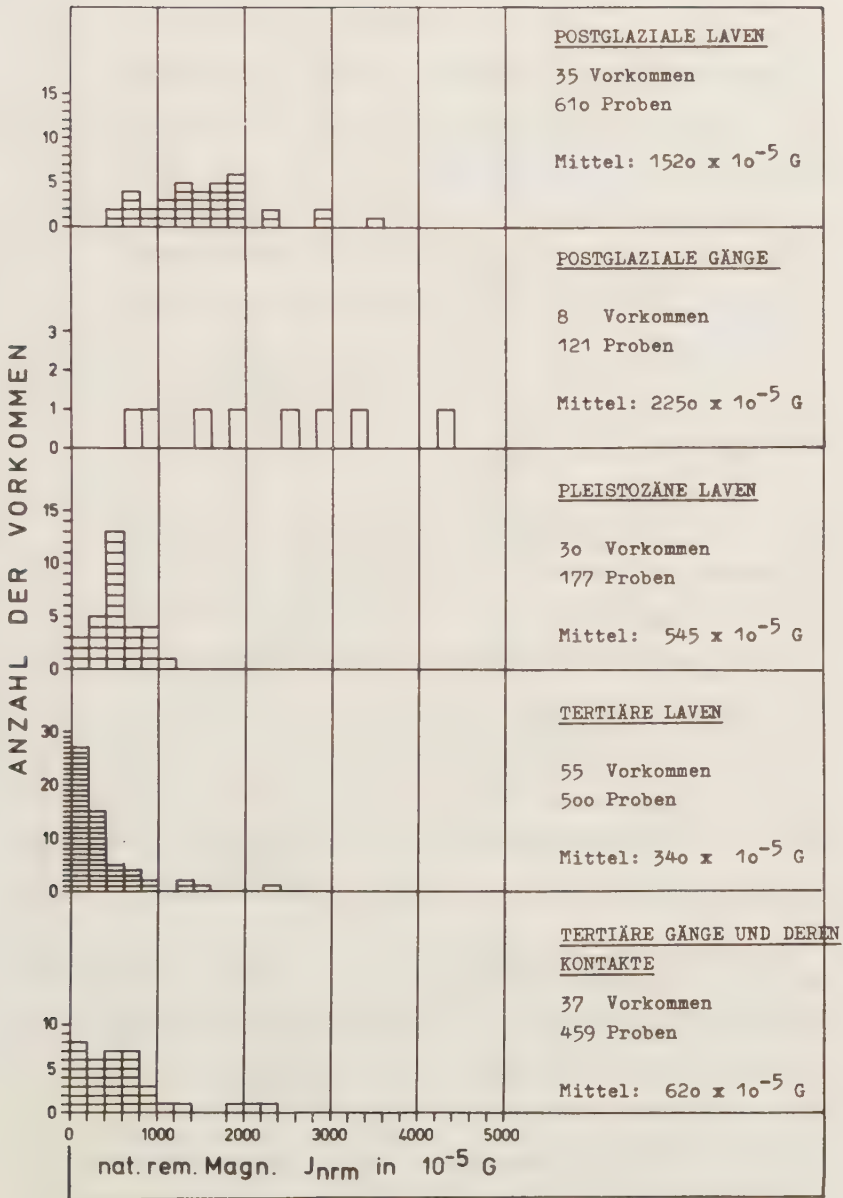


Abb. 37 Histogramme (normiert) der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrm} von Gängen und Laven in chronologischer Abfolge

fläche etwas überrepräsentiert, obwohl i.a. versucht wurde, die Proben im gesamten Querschnitt einer Lava zu entnehmen. Für die pleistozänen Laven sind insbesondere die mächtigen Flutbasalte des Jökulsá à Fjollum Canyons und die Zone der östlichen quartären Flutbasalte bezeichnend. Während die postglazialen Laven und Gänge nicht metamorph überprägt worden sind, haben die tertiären Laven und Gänge hydrothermale Veränderungen bei der Versenkungsmetamorphose erlebt.

Nicht im Histogramm der Abb. 37 aufgeführt sind die Hyaloklastite, deren mittlere natürliche remanente Magnetisierung weniger als 10×10^{-5} Gauss beträgt (mit stabiler Richtung der Remanenz und α_{95} -Vertrauenswinkel kleiner als 4°). Obwohl der Basalttyp nur weniger Vorkommen bestimmt wurde, entspricht die Verteilung der Gesteine wegen der großen Zahl der Vorkommen etwa der Tabelle 6 ; d.h. es wurden überwiegend tholeitische Basalte untersucht.

In den Histogrammen der J_{nrn} ist eine Abnahme der Remanenz mit zunehmendem Alter (und damit zunehmendem Grad der Metamorphose) zu beobachten. Weiterhin haben die Gänge eine wesentlich höhere Magnetisierung (55%) als die Laven, was das Modell der Interpretation der regionalen Anomalien durch Gangschwärme gleicher Polarität der Magnetisierung unterstützt. Allerdings beträgt die pauschale Magnetisierung

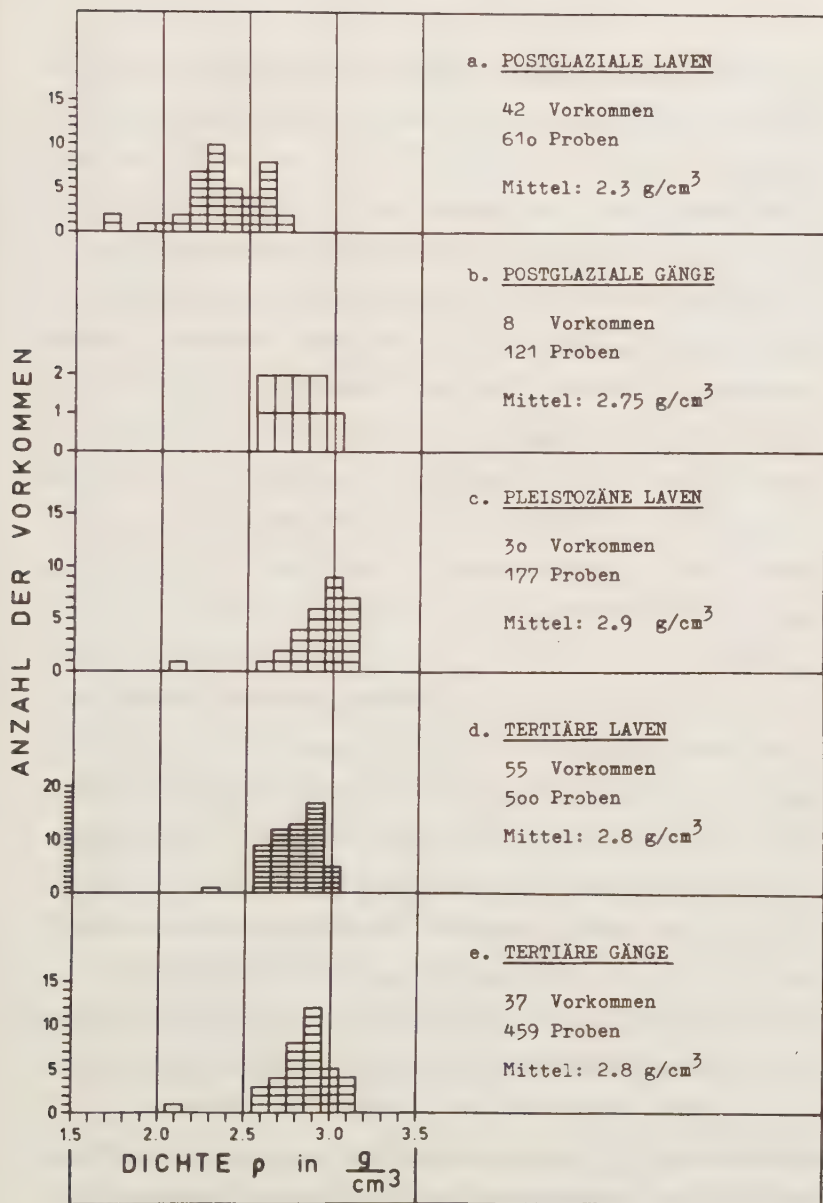


Abb. 38 Histogramme (normiert) der mittleren Dichte von Gängen und Laven in chronologischer Abfolge

der tertiären Gänge allein nur 500×10^{-5} Gauss (in Übereinstimmung mit Untersuchungen von PIPER 1972), die mit der Magnetisierung von 340×10^{-5} der Laven zu vergleichen ist. Das Nebengestein am Kontakt der Gänge hat häufig eine sehr hohe Magnetisierung in Richtung der Magnetisierung des jeweiligen Ganges; werden die Gangkontakte bei der Berechnung der mittleren Magnetisierung der Gänge mit berücksichtigt, so ergibt sich der Wert von 620×10^{-5} Gauss, der letztlich für die Störkörperberechnung entscheidend ist. Eine Interpretation der Abnahme der Remanenz mit zunehmendem Alter ist in Kap. 5 gegeben; die Untersuchungen zur Remagnetisierung des Nebengesteins an Gangkontakten sind in Kap. 4.4 beschrieben.

Die Abb. 38 zeigt die Histogramme der mittleren Dichte der gleichen Vorkommen, die sich als Nebenprodukt bei der Bestimmung der spezifischen remanenten Magnetisierung ergab. An sich ist die Dichte der Gesteine für die Interpretation der Feldmagnetik ohne Bedeutung, die auffällige Variation der Dichte der verschiedenen Vorkommen unterschiedlichen Alters ist dennoch eine Betrachtung wert. Die geringste mittlere Dichte von 2.3 g/cm^3 haben die postglazialen Laven, worin sich die große Porosität dieser Laven ausdrückt. Die Blasenhöhlräume sind nicht mit sekundär gebildeten Mineralien gefüllt. Die postglazialen Gänge sind wesentlich dichter als die gefördertten Laven. Noch etwas größer ist die mittlere Dichte der pleistozänen Laven, da die Proben

hauptsächlich aus den mittleren blasenfreien Partien der mächtigen quartären Flutbasalte stammen.

Der geringe Dichteunterschied zwischen postglazialen Gängen und pleistozänen Laven ist der Grund dafür, warum die postglazialen Gänge im Gebiet der Jökulsá à Fjöllum nicht mit der Gravimetrie zu prospektieren sind: Die von SCHÖNHARTING (1967) mit +17.000 Gamma stärkste gemessene Anomalie 3 km östlich vom Dettifoss, die durch Gänge des Sveinar-Grabensystems verursacht sein könnte, zeigt daher keine Schwere-Anomalie.

Auf die auffällige Variation der Dichte innerhalb einer Lava oder eines Ganges wird in Kap. 4 bei der Beschreibung der Parameter der Magnetisierung eingegangen werden.

Bei den orientierten Proben wurde die Richtung der J_{nrm} bestimmt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Anhang in Tabellenform beigelegt. Die Abb. 39 zeigt die mittleren Richtungen der Vorkommen (vgl. Tabelle 9). Hier mag die Feststellung genügen, daß für die Störkörperberechnung die Annahme einer vertikalen Inklinations der Magnetisierung eine ausreichende Näherung darstellt.

Aus den Mittelwerten der Richtung der J_{nrm} der Vorkommen ist der Einfluß der viskosen Magnetisierung ersichtlich: Bei den postglazialen Laven ist die viskose Magnetisierung ver-

nachlässigbar klein (α_{95} -Vertrauenskreis von 8.6° bis 1.4° mit einem Mittelwert von 2.8°). Die mittlere paläomagnetisch bestimmte Inklination von 76° entspricht genau der heutigen Inklination des erdmagnetischen Feldes in Island. Mit zunehmendem Alter und mit zunehmendem Grad der Metamorphose wird der Anteil der viskosen Magnetisierung größer; naturgemäß ist dieser Effekt bei den invers magnetisierten Basalten stärker ausgeprägt. So würde beim größten Teil der Vorkommen mit intermediärer Richtung der J_{nrm} nach Entmagnetisierung eine inverse Richtung zu erwarten sein.

Tabelle 9 Mittelwerte der mittleren Richtungen der J_{nrm} der Vorkommen

N = normal magnetisiert : Inklination $+90^\circ$ bis $+45^\circ$
 R = invers magnetisiert : " -90° bis -45°
 int = intermediäre Richtung der Magnetisierung mit
 Inklination -45° bis $+45^\circ$

		n	Dec	Inc	α_{95}
Postglaziale Laven und Gänge	N	24	16.4	76.5	2.8
Pleistozäne Laven und Tuffe	N	7	48.1	71.2	11.3
	R	3	165.1	-75.6	24.5
	int	2	168	-33.8	-
Tertiären Laven	N	18	18.2	81.8	9.7
	R	12	214.4	-71	13
	int	7	221.2	29	-
Tertiäre Gänge und Intrusionen	N	12	18.4	77.6	6.1
	R	7	256.0	-77.2	11.1
	int	6	273.1	18.9	-

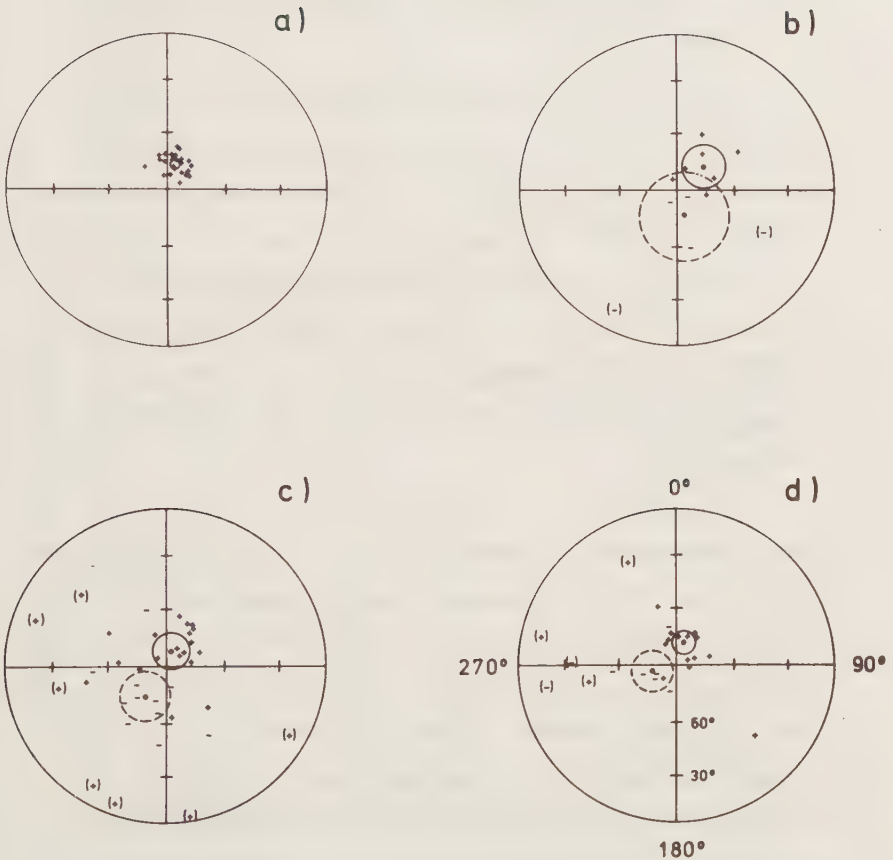


Abb. 39 Mittlere Richtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrn} verschiedener Vorkommen und Mittelwert für die Formationen

+ = normal magnetisiert; ● = Mittelwert und α_{95} -Kreis
 - = invers magnetisiert; ○ = Mittelwert und α_{95} -Kreis (gestrichelt)

- a) Postglaziale Laven und Gänge
- b) Pleistozäne Laven und Tuffe (vgl. Tabelle 9)
- c) Tertiäre Laven
- d) Tertiäre Gänge und Intrusionen

4.2.2 Suszeptibilität K und Königsberger Q-Faktor

Da die Kenntnis des Verhältnisses der remanenten zur induzierten Magnetisierung (Königsberger Q-Faktor : $Q = J_{\text{nr}} / J_{\text{ind}} = J_{\text{nr}} / (K \cdot H_a)$) zur Störkörperberechnung zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien von Bedeutung ist, wurde von allen Proben die Anfangssuszeptibilität K gemessen und die induzierte Magnetisierung J_{ind} und der Q-Faktor nach Königsberger berechnet. Zur Messung der Suszeptibilität wurde eine Meßbrücke der Firma BISON verwendet.

Die Histogramme der Suszeptibilität K (Abb. 40) und des Q-Faktors (Abb. 41) zeigen wieder eine systematische Variation dieser Parameter zwischen Laven und Gängen und jeweils in chronologischer Abfolge. Sowohl die postglazialen wie auch die tertiären Gänge haben etwa die doppelte Suszeptibilität wie die dazugehörigen Laven. In der chronologischen Abfolge ist ein starker Anstieg der Suszeptibilität zu beobachten, der durch die Veränderung der primären Titanomagnetite durch Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermale Metamorphose erklärt werden kann (vgl. Kap. 5). Die postglazialen Laven, zumeist dünne Ergüsse, in denen bei der schnellen Abkühlung der primäre Zustand der Fe-Ti-Oxyde (homogene Titanomagnetite) gleichsam eingefroren wurde, haben daher die niedrigste mittlere Suszeptibilität.

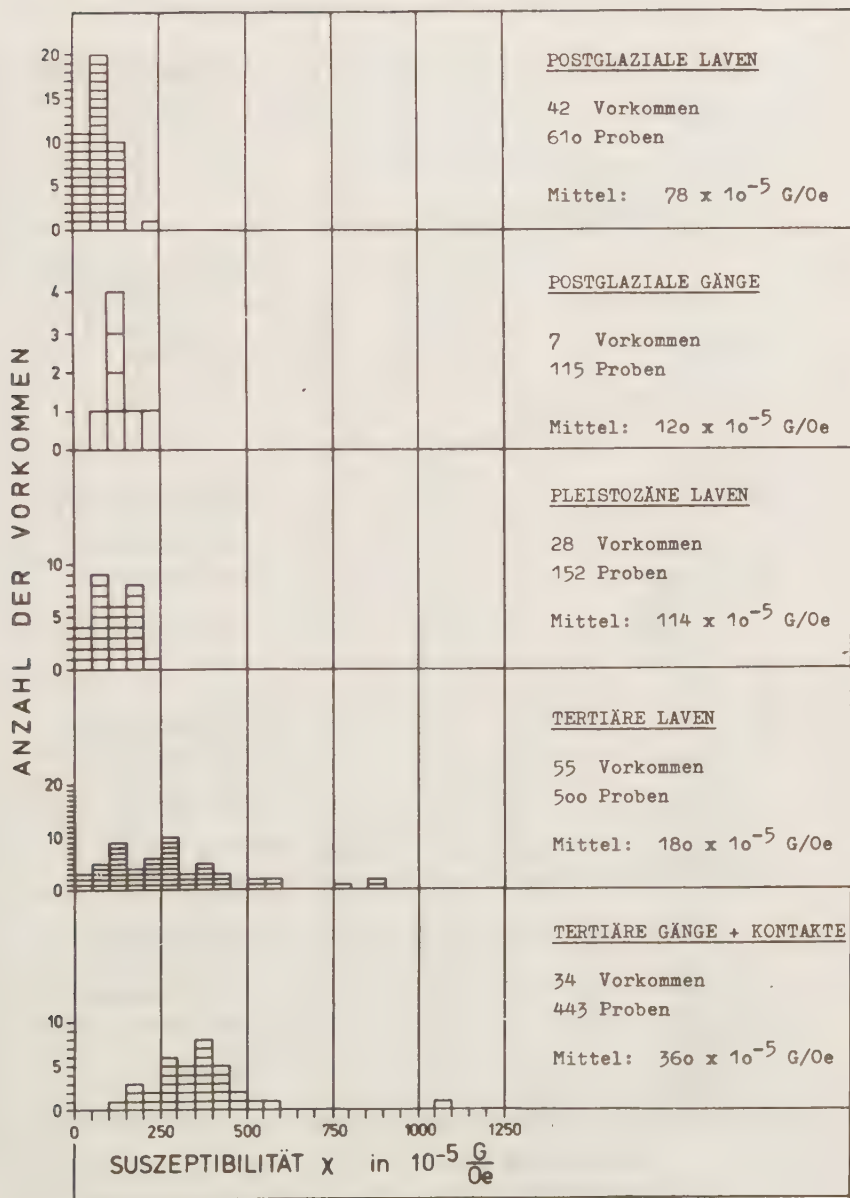


Abb. 40 Histogramme (normiert) der Anfangssuszeptibilität K von Gängen und Laven in chronologischer Abfolge

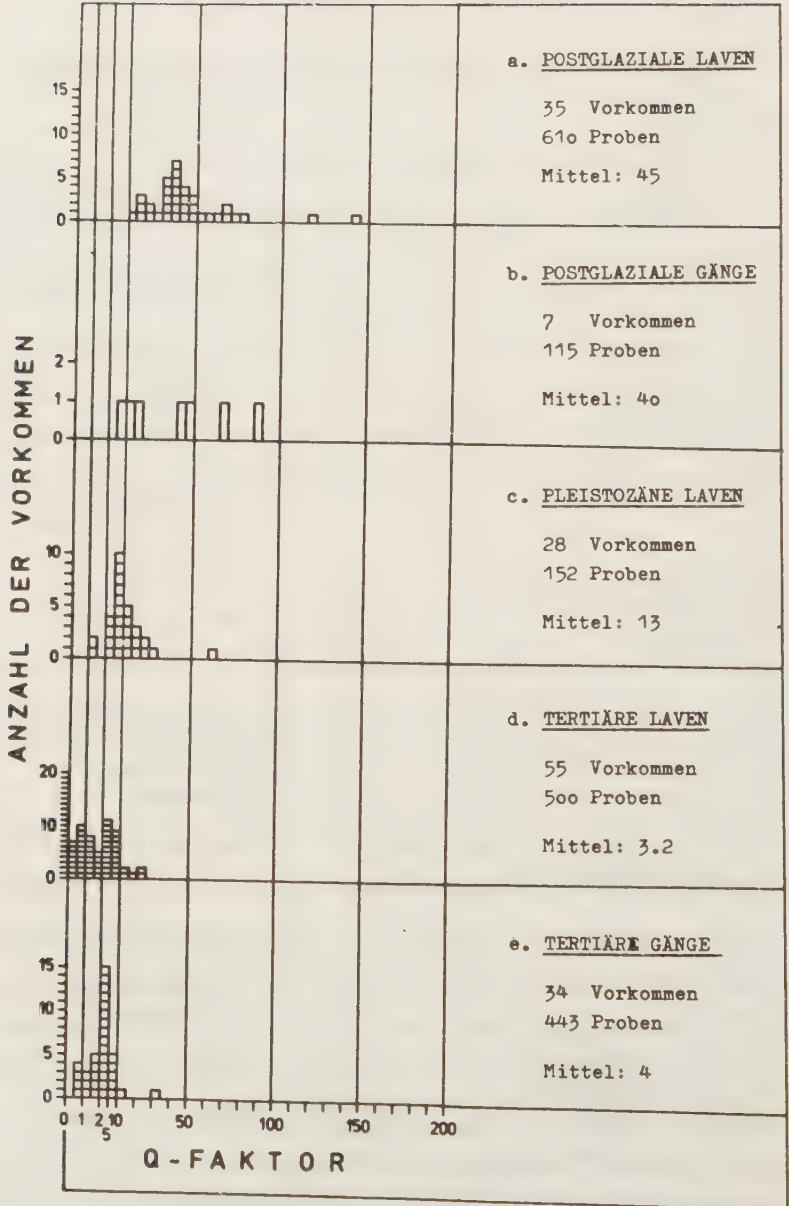


Abb. 41 Histogramme (normiert) des Königsberger Q-Faktors ($Q = J_{\text{nrn}}/J_{\text{ind}} = J_{\text{nrn}}/K \cdot H_a$) von Gängen und Laven in chronologischer Abfolge

Zur Störkörperberechnung der Feldmagnetik reicht es aus, nur die remanente Magnetisierung der Gesteine zu berücksichtigen; nur bei den tertiären Gesteinen kommen Q-Faktoren kleiner als 1 vor. Zu beachten ist ferner, daß die Gabbros, die nach Meinung verschiedener Autoren (z.B. KRISTJANSSON 1976) den wesentlichen Anteil zur Magnetisierung der tiefen Schichten liefern, einen kleinen Q-Faktor (meist kleiner als 3) haben.

Die Tabelle 10 zeigt nochmals die Mittelwerte der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrn} , der Anfangssuszeptibilität K und des Q-Faktors der vorliegenden Untersuchungen im Vergleich mit anderen Messungen (KRISTJANSSON 1970 und PIPER 1972).

Die Übereinstimmung der Mittelwerte, beispielsweise der J_{nrn} , ist letztlich erstaunlich, da die Parameter der Magnetisierung bereits innerhalb einzelner Strukturen großen Schwankungen unterworfen sind und sich beispielsweise bei den post-glazialen Laven um mehrere Größenordnungen unterscheiden.

So gibt KRISTJANSSON (1970) für die postglazialen Vulkanite (Laven, Pillows und Gänge) einen Mittelwert für die Remanenz von 1600×10^{-5} Gauss (hier 1520×10^{-5} Gauss) an, und PIPER (1972) für Laven des Plio-Pleistozäns 600×10^{-5} Gauss (hier 545×10^{-5} Gauss) und für die tertiären Gänge den gleichen Wert (500×10^{-5} Gauss). Neu an dieser Tabelle ist besonders, daß sich die Parameter der Magnetisierung der Gänge doch wesentlich von den dazugehörigen Laven unterscheiden, wenn die Gangkontakte mit berücksichtigt werden.

Tabelle 10 Mittelwerte (arithmetrisch) der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrn} , der Anfangsuszeptibilität K und des Königsberger Q-Faktors im Vergleich mit anderen Untersuchungen

	n Vorkommen	n Proben	J_{nrn} 10^{-5}G	K 10^{-5}G/Oe	Q
Postglaziale Laven	35	610	1520	78	45
Postglaziale Gänge	8	121	2250	120	40
Pleistozäne Laven	30	177	545	114	13
Tertiäre Laven	55	500	340	180	3.2
Tertiäre Gänge	37	460	(500)		
+ Kontakte			620	360	4
Gabbro	1	8	1850	1080	3.4
Hyaloklastite	4	11	4		

aus L.Kristjansson, 1970:

Miozäne Gänge	10	126	420	140	6
Pliozäne Gänge	10	20	750		
Gabbros	10	21	650	500	2.6

aus J.D.A.Piper, 1972

Gangschwärme in E- und W-Island		500	500	320	3.1
------------------------------------	--	-----	-----	-----	-----

4.2.3 Erzmikroskopie

Neben den gesteinsmagnetischen Messungen wurden zur Identifizierung der Träger der Magnetisierung erzmikroskopische Beobachtungen von Anschliffen gemacht. Dazu wurde von nahezu allen Vorkommen mindestens ein Anschliff und bei den systematischen Untersuchungen der Variation der Parameter der Magnetisierung in Lavalagen und Gängen von jeder Probe ein Anschliff hergestellt. Die opakpetrologische Untersuchung, die am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln in Zusammenarbeit mit KRAMM durchgeführt wurde, galt vor allem der Beobachtung der Fe-Ti-Oxyde und der sulfidischen Erze. Besonderes Augenmerk wurde auf die Ausbildung der Erzkörner, deren Korngröße, auf den Grad der Hochtemperatur-Oxydation und auf spätere Veränderungen der Erze durch Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermale Veränderung gelegt. Gleichzeitig wurden Aufnahmen am Fotomikroskop gemacht und Erzkörner für die Untersuchung mit der Mikrosonde gekennzeichnet (siehe Kap. 4.2.5).

Der Grad der Hochtemperatur-Oxydation (HTO) wurde unter der Verwendung der Klassifikation von WILSON und HAGGERTY (1966) bestimmt, die nach den verschiedenen Texturen und Mineralphasen in folgender Tabelle definiert ist: Dabei wird nur die deuterische Oxydation berücksichtigt, die bei der Abkühlung des Magmas stattgefunden hat.

Tabelle 11 Grad (Ox) der Hochtemperatur-Oxydation (HTO)
nach WILSON & HAGGERTY (1966)

Ox I	Homogene idiomorphe Titanomagnetite mit bräunlicher Reflexionsfarbe; kein Pleochroismus und keine Anisotropie; weißliche Reflexionsfarbe nach hydrothermaler Veränderung (Abb. 42 a + b)
Ox II	Titanomagnetit mit bräunlicher Reflexionsfarbe und einzelnen Entmischungslamellen von Ilmenit parallel zu den Oktaederflächen
Ox III	Titanomagnetit mit bräunlicher Reflexionsfarbe und einem dichten Netz von Ilmenit-Entmischungslamellen, die letztlich bis zu 50% des Kornes ausmachen können. (Abb. 42 c)
Ox IV	Die scharfen Ilmenitlamellen von Ox III fransen an den Rändern aus und sind in der Reflexionsfarbe deutlich heller; die submikroskopisch feinen Umwandlungsprodukte die keine eindeutige Identifikation individueller Mineralphasen zulassen, werden am besten als 'Metailmenit' bezeichnet. Der Titanomagnetit zeigt Anzeichen einer beginnenden Umwandlung zu Titanohämatit (Abb. 42 d)
Ox V	Mit steigender Oxydation werden die Komponenten grobkörniger. Charakteristischer Begleiter ist jetzt Rutil. Sowohl Ilmenit als auch Titanomagnetit ist oxydiert zu orientierten Verwachsungen von Rutil im Titanohämatit. Relikte von Titanomagnetit zeigen deutliche Entmischungen von Alumospinellen.
Ox VI	Das Indexmineral ist Pseudobrookit, der sich entlang ehemaliger Ilmenitlamellen abzuscheiden

beginnt. Am Ende ist kein Titanomagnetit mehr vorhanden, sondern nur noch der grau erscheinende Pseudobrookit neben dem noch höher reflektierenden hämatitreicheren Titanohämatit.

Da in einem Anschliff häufig Titanomagnetite mit verschiedenen Oxydationsgraden vorkommen, ist eine genaue Bestimmung des Oxydationsgrades meist unsicher und nur statistisch durch die Untersuchung einer großen Zahl von Proben möglich.

In der vorliegenden Probensammlung isländischer Basalte wurden hauptsächlich die HTO-Ox I bis III beobachtet; Ox IV, der an den roten Innenreflexen der Silikate in der Umgebung der Erzkörner gut zu bestimmen ist, kommt gelegentlich vor und die hohen Ox V und VI ausgesprochen selten. Der Oxydationsgrad der basaltischen Gänge ist im allgemeinen niedriger als der der Laven, in Übereinstimmung mit der Beobachtung von ADE-HALL et al. (1970).

Die Ilmenite ähneln in ihrem Reflexionsvermögen den Titanomagnetiten; die Farbe im Auflicht ist aber eher stahlgrau und die Anisotropie ist so deutlich ausgeprägt, sodaß eine Unterscheidung nicht schwierig ist. Außerdem erscheint der Ilmentit im Anschliff meist als charakteristisch langgestreckte Lamelle (Abb. 42). Überwiegend kommt Ilmenit sekundär gebildet vor, d.h. als Ilmenit-Entmischungslamelle im Titanomagnetit oder als randliche Phase eines Titanom-

magnetit Kornes. Da die Curie-Temperaturen der Ilmenite weit unter der Normal-Temperatur liegen und sie daher nichts zur Magnetisierung beitragen, können die Ilmenite in der weiteren Diskussion vernachlässigt werden.

Die Sulfide sind im Anschliff die am hellsten reflektierenden Phasen mit goldgelber bis weißlichgelber Farbe. Als primäre Bildungen sind sie als winzige Körner in den basaltischen Gängen häufiger anzutreffen als in den Laven. Sie wurden nicht in allen Basalten identifiziert. Auffallend sind teilweise hohe Sulfidkonzentrationen an Gangkontakten, was in diesem Fall für eine Sekundärbildung spricht. In der unmittelbaren Umgebung von großen Sulfidkörnern sind die Titanomagnetite meist homogen; der Schwefelpartialdruck verhindert anscheinend eine deuterische Oxydation.

Die postgenetischen Veränderungen der primären Fe-Ti-Oxyde sind unter dem Erzmikroskop im allgemeinen nur in starker Vergrößerung ($\times 600$ und größer) zu beobachten; weiterhin ist schwer zu entscheiden, ob es sich um Tieftemperatur-Oxydation, wobei hier die Verwitterung der Gesteine bei Temperaturen von weniger als 50°C verstanden wird, oder um eine hydrothermale Veränderung oder um beides gleichzeitig handelt. Allgemein ist zu bemerken, daß der primäre Titanomagnetit von Titanomagnetit oder Titanohämatit (sehr helle Reflexionsfarbe) mehr oder weniger vollständig verdrängt wurde. Granulation und Sphen-

bildung (erscheint im Auflicht schwarz) sind zu beobachten. Bemerkenswert ist, daß die Ilmentite wesentlich stabiler gegenüber postgenetischen Veränderungen zu sein scheinen, als die kubischen Erzphasen. So zeigte der Ilmenit, der im allgemeinen als Lamelle mit starker Reflexionsanisotropie im Anschliff erscheint, seltener sichtbare Spuren einer Umwandlung, auch bei Proben aus der höchsten Metamorphose-Stufe in Ost-Island (Laumontit-Fazies), während die Titanomagnetite desselben Anschliffs bereits stark verändert sind.

Da die thermomagnetische Untersuchung (siehe Kap. 4.2.4) möglicherweise ein Kriterium zur Unterscheidung von Tief-temperatur-Oxydation und hydrothermalen Veränderung liefert, werden im folgenden alle postgenetischen Veränderungen mit h.a. (hydrothermal alteration) bezeichnet. Die reine Tief-temperatur-Oxydation bei Temperaturen unterhalb von 50 °C scheint zumal bei den Basalten auf Island selten vorzukommen.

Die Abb. 42abis g zeigen Auflichtbilder der Hochtemperatur-Oxydationsgrade Ox I bis Ox III, die die häufigsten Typen der vorliegenden Probensammlung darstellen. Weiterhin sind Beispiele zur hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite gezeigt und ein Anschliff mit besonders schönen Ilmenit-Lamellen. Für eine detaillierte Beschreibung der Phasen und Texturen der hydrothermalen Veränderung der Fe-Ti-Oxyde ist auf ADE HALL et al. (1971) zu verweisen. Eine weitreichende



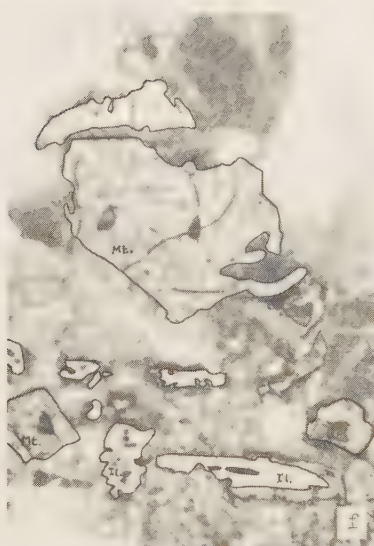
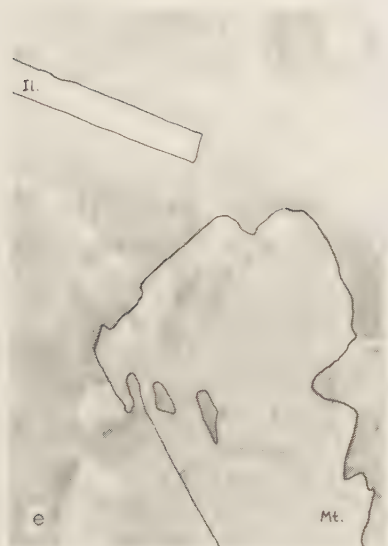


Abb.42 a - g

Beispiele zur Erzmikroskopie

- a,b HTO Ox I
- c HTO Ox III
- d HTO Ox III/IV
- e Wiedererhitzung am Kontakt
- f hydrothermale Veränderung
- g Ilmenit-Skelettkristall

Ausführliche Legende auf der
nächsten Seite

Legende zu Abb. 42 a - g

- a. S 70, Sveinagjá-Lava von 1875
(165x 1/3 x)
Homogener Titanomagnetit mit Resorptionsbuchten;
2. Generation von Skelettkristallen
HTO Ox I
- b. K 70, Leirhnukshraun-Lava von 1724
(600x 1/3x)
Homogener Titanomagnetit-Skelettkristall
HTO Ox I
- c. RF 87, 10 m mächtiger Gang (3.4 m vom Rand)
(165x 1/3x , Nicols)
Entmischter Titanomagnetit HTO Ox III
- d. R 11, pleistozäner Flutbasalt (obere Partie)
(600x 1/3x , Kolloid)
Entmischter Titanomagnetit HTO Ox III/IV
- e. RF 95, Gangkontakt Nebengestein
(165x 1/3x , Nicols)
Wiedererhitzter Titanomagnetit HTO Ox II
- f. RF 86, 10 m mächtiger Gang (2.9 m vom Rand)
(80x 1/3x , Nicols)
Hydrothermal veränderte Titanomagnetit HTO Ox III
- g. RF 30, 4 m mächtiger Gang
(165x 1/3x)
Ilmenit-Skelettkristall

petrologisch-mineralogische Untersuchung der feldspatporphyrischen Basalte aus dem Reydarfjördur-Gebiet ist bei SACHTLEBEN (1976/77) gegeben.

Einige Ergebnisse der Erzmikroskopie (z.B. Grad der Hochtemperatur-Oxydation) sind bei der Beschreibung der systematischen Variationen der Parameter der Magnetisierung innerhalb einer Lava oder eines Ganges (Kap. 4.3.2 und Kap. 4.3.3) zu finden. Insgesamt wurde die Erzmikroskopie in einer Fotokartei dargestellt und außerdem in tabellarischer Form, die im Anhang beigelegt ist.

4.2.4 Messung mit der magnetischen Pendelwaage

Die Messung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung I_s in Abhängigkeit von der Temperatur wurde mit einer nach dem FORRER'schen Prinzip gebauten Pendelwaage durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung dieser Apparatur findet sich bei PETERSEN (1961).

Die Proben wurden in Pulverform bei Luftatmosphäre gemessen. Die Zeit zum Aufheizen auf 600 °C und Abkühlen auf Zimmertemperatur betrug etwa 40 min. und die äußere Feldstärke 3000 Oe (= 240 kA/m). Die Meßergebnisse wurden einheitlich dargestellt: Die Sättigungsmagnetisierung I_s wurde auf den höchsten gemessenen Wert normiert und im gleichen Maßstab gegen die Temperatur von maximal 600 °C aufgetragen (Darstellung in einem Quadrat). Die Curie-Temperatur wurde aus der Projektion des Schnittpunktes der linearen Extrapolation der Kurvensegmente auf die Temperatur-Achse abgelesen.

Von verschiedenen Autoren wurden Klassifikationen für die $I_s T$ - Kurven vorgeschlagen (DOELL & COX 1965, CREER & IBBETSON 1970, ADE HALL et al. 1971, POHL & SOFFEL 1977), die sich im allgemeinen nach der Anzahl der Curiepunkte und nach der Morphologie der Kurven richten. In den Darstellungen und Tabellen dieser Arbeit werden diese Klassifikationen nur teilweise übernommen, da diese für die Darstellung der thermomagnetischen Untersuchungen nicht aus-

reichen und die Original-Meßkurve doch wesentlich mehr aussagt (vgl. die graphische Darstellung der I_sT - Kurven im Anhang).

Zwischen den ersten drei Typen der I_sT - Kurven (Abb. 43) nach POHL & SOFFEL (1977) und dem Grad der deuterischen Oxydation HTO Ox I bis III scheint ein Zusammenhang zu bestehen: Der I_sT - Kurventyp 1 wird immer bei der Messung von Proben des HTO Ox I (homogene Titanomagnetite) erhalten; die Curie-Temperaturen dieses Typs der untersuchten isländischen Basalte schwanken dabei von 70 °C bis 350 °C. Die Abkühlungskurve dieses Typs 1 lag immer über der Aufheizkurve (Typ 1a) und zeigte teilweise eine beträchtliche Zunahme der I_s bei Zimmertemperatur nach dem Aufheiz- Abkühlvorgang. In der Abkühlkurve des Typs 1 können wiederum zwei Typen unterschieden werden: Beiden Abkühlkurven gemeinsam ist ein hoher Curiepunkt meist oberhalb von 500 °C, der nahezu dem des reinen Magnetits entspricht; die eine Abkühlkurve zeigt aber noch Reste der primären Titanomagnetit-Phase an (Abb. 43), die andere Abkühlkurve nur noch den Magnetit, der beim Aufheizen gebildet wurde. Welche dieser beiden Abkühlkurven sich ausbildet hängt vor allem von der Heizdauer und von der freien Oberfläche der Erzkörner ab. Nach längerem Heizen wird in jedem Fall die 'Magnetit-Abkühlkurve' erzeugt.

Der I_sT - Kurventyp 2 (zwei Curiepunkte in der Aufheizkurve)

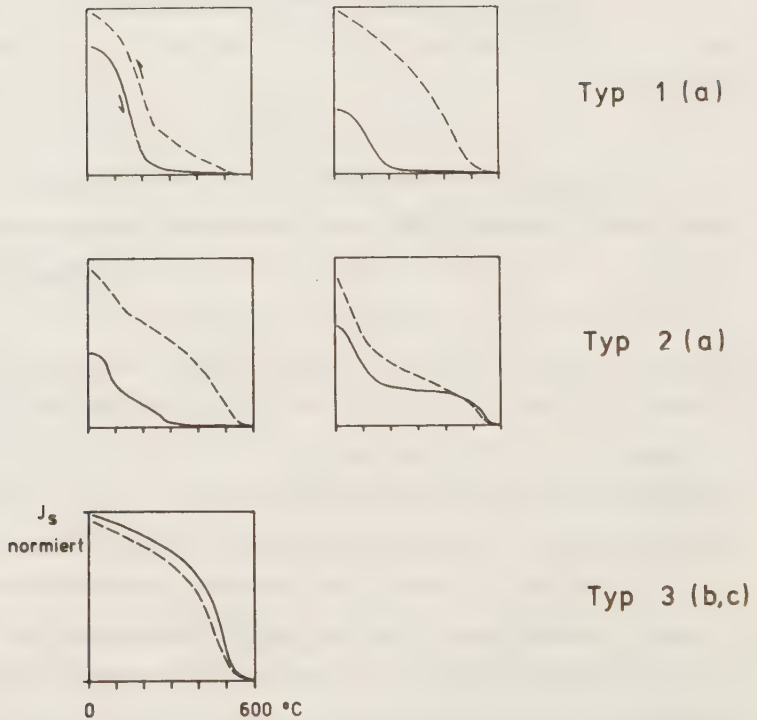


Abb. 43 I_s T-Kurven Typen der Hochtemperatur-Oxydation (HTO)

- Typ 1 Homogener Titanomagnetit (HTO Ox I)
- Typ 2 Titanomagnetit mit wenigen Entmischungs-
lamellen von Ilmenit ("Interne Entmischung";
HTO Ox I/II) (links)
Unter Einfluß von Luftsauerstoff oxydierter
Titanomagnetit (rechts)
- Typ 3 Intern entmischter (HTO Ox III-V) oder
vollständig oxydierter Titanomagnetit
(z.B. bei Wiedererhitzung)

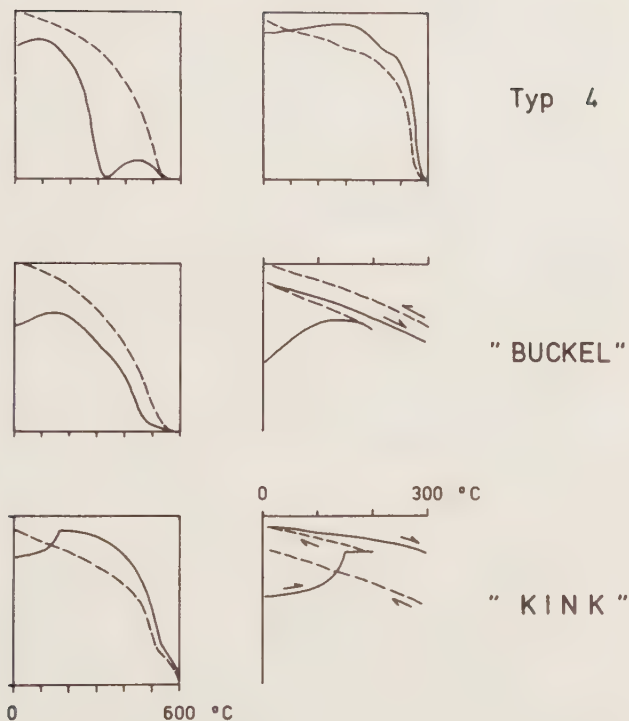


Abb. 44 I_s - T -Kurven Typen der Tieftemperatur-Oxydation und der hydrothermalen Veränderung

Typ 4 Maghemitisierung des homogenen Titanomagnetits (links); in Island nicht beobachtet
Maghemitisierung und hydrothermale Veränderung des Titanomagnetits (rechts)

"BUCKEL"

Hydrothermale Veränderung der Titanomagnetite

" KINK " magnetite bei Temperaturen unter 200 °C

Wesentlich komplizierter werden die Aussagemöglichkeiten der I_sT - Kurven von postgenetisch veränderten Basalten, sei es durch Tieftemperatur-Oxydation oder durch hydrothermale Veränderung (h.a.).

Der I_sT - Kurven Typ 4, der häufig bei Ozeanbasalten gemessen wurde (PETERSEN 1976) und durch die Maghemitisierung der primären Titanomagnetite durch Tieftemperatur-Oxydation erklärt wird, wurde in der vorliegenden Sammlung isländischer Basalte nicht beobachtet; ein entsprechender Typ ist in der Abb. 44 dargestellt und wird hier ebenfalls durch Maghemit interpretiert.

Auffälliger jedoch als diese Maghemitisierung durch Tieftemperatur-Oxydation ist der Einfluß der hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite auf die Form der I_sT - Kurve. Es entsteht der Eindruck, als würden die I_sT - Kurven "aufgeblasen": In der Aufheizkurve ist bis 200 °C häufig ein Anstieg der Sättigungsmagnetisierung zu erkennen (vgl. Abb. 44: "Buckel" nach der englischen Bezeichnung 'hump' durch ADE HALL 1971); insgesamt werden die Curie-Temperaturen höher. Der Grund für dieses Ansteigen der I_s bis 200 °C ist noch ungeklärt.

Noch kurioser ist die Ausbildung eines Knicks in der I_sT - Kurve nach einem scharfen Anstieg der I_s bei etwa 170 °C, wofür wiederum noch keine Erklärung gegeben werden

kann. Dieser I_sT - Kurven Typ wird mit "Kink" bezeichnet nach der englischen Benennung 'kink' durch ADE HALL (1971). Der Kurventyp Kink ist in der Abb. 44 dargestellt; beim Abkühlen nach dem Aufheizen bis 200°C und der Ausbildung des Kinks steigt die Sättigungsmagnetisierung weiter an; bei nochmaligem Aufheizen über 200°C ist der Kink verschwunden.

In diesen teilweise doch ziemlich komplizierten I_sT - Kurven von Proben mit Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermalen Veränderung ist der Grund für den Verzicht einer weiteren Klassifikation der Kurven zu sehen. Es erscheint nicht sinnvoll, die Kurven beispielsweise nach der Anzahl der Curiepunkte einzuteilen, die das Ergebnis solch vielfältiger Vorgänge wie die deuterische Oxydation, postgenetische Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermalen Veränderung sind.

Ein Teil der Ergebnisse der thermomagnetischen Untersuchung mit der Translationswaage sind als Histogramme der Curie-Temperatur in der Abb. 45 dargestellt. Dabei wurden verschiedene Signaturen für die unterschiedlichen I_sT - Kurventypen 1 bis 3 (als Ergebnis der HTO Ox I bis IV) und bei Anzeichen einer späteren Veränderung der Titanomagnetite durch Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermalen Veränderung gewählt. Ohne Signatur sind die I_sT Typen 1 und 3 (nur eine Curie-Temperatur) geblieben. Der Typ 2 (zwei

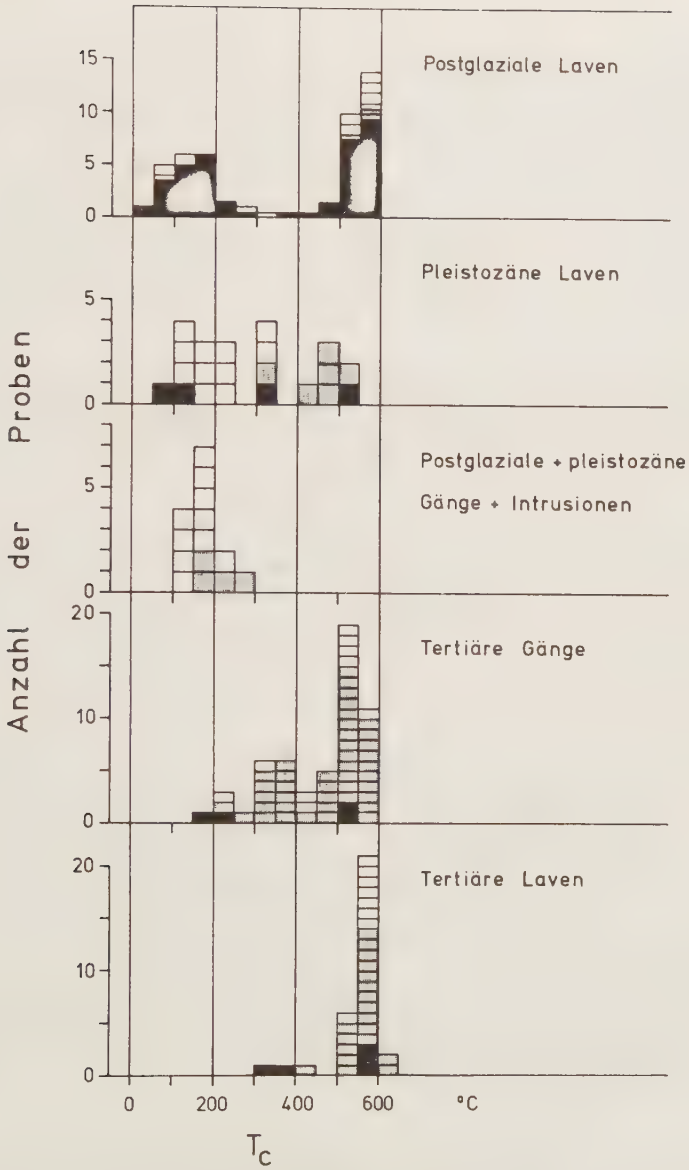


Abb. 45 Histogramme (normiert) der Curie-Temperatur T_c von Laven und Gängen in chronologischer Abfolge

- 1 T_c ($I_s T$ -Typ 1 = $T_c < 300^{\circ}\text{C}$; Typ 3 = $T_c > 500^{\circ}\text{C}$)
- 2 oder mehr T_c ($T_{c1} < 200^{\circ}\text{C}$ und $T_{c2} > 500^{\circ}\text{C}$); Typ 2
- LTO und h.a. (Typ Buckel und Kink)

oder mehr Curie-Temperaturen als Ergebnis einer beginnenden internen Entmischung bei der deuterischen Oxydation, bei partieller Oxydation der homogenen Titanomagnetite durch Luftsauerstoff oder durch Wiedererhitzung) ist schwarz gekennzeichnet und gesondert die hydrothermale Veränderung, soweit sie aus der Form der $I_s T$ - Kurve abzulesen war.

Für die Abschätzung der Curietiefe bei der Störkörperberechnung zur Interpretation der Feldmagnetik ist nun die Verteilung der Curie-Temperaturen der verschiedenen geologischen Formationen wichtig, wie sie aus den Histogrammen der Abb. 45 abgelesen werden kann: Zu erwarten war das breite Spektrum der Curie-Temperaturen der postglazialen und pleistozänen Laven als Ergebnis der subsequenten Oxydation, durch den Einfluß von Luftsauerstoff und durch Wiedererhitzung. Einigermaßen überraschend hingegen sind die niedrigen Curie-Temperaturen der postglazialen und pleistozänen Gänge und Intrusionen, die besagen, daß die interne subsequente Oxydation der primären Titanomagnetite erst bei wesentlich mächtigeren Intrusivkörpern beginnt (Gangmächtigkeit größer als 20 m; vgl. hierzu die gesteinsmagnetische Untersuchung des 20 m mächtigen Ganges Mj in Kap. 4.3.3).

Ein wesentlicher Effekt zur Bildung von Magnetit und damit zur Erlangung einer hohen Curie-Temperatur scheint die hydrothermale Veränderung der Fe-Ti-Oxyde zu sein, wie

dies die Curie-Temperaturen der tertiären Gesteine anzeigen, die überwiegend aus den hydrothermal metamorphen Zonen in Ost-Island stammen (vgl. hierzu Kap. 5). Dabei ist wiederum auffallend, daß die tertiären Laven und nicht die Gänge die höheren Curie-Temperaturen besitzen. Dieser Unterschied ist noch zu erklären, da die untersuchten Proben sowohl der tertiären Laven als auch der Gänge aus den gleichen Metamorphose-Stufen stammen. Ein Grund für die durchschnittlich höheren Curie-Temperaturen bei den hydrothermal überprägten Laven könnte der durch die größere Porosität der Laven gegenüber Gängen bedingte höhere Wassergehalt sein, der, wie von mehreren Autoren postuliert wurde, wesentlich für die Umwandlung der Titanomagnetite bei niedrigen Temperaturen ist (z.B. ADE HALL et al. 1971, JOHNSON & MERRILL 1972).

Bei der Abschätzung der Curietiefe der Gesteine sind daher nicht deren primären magnetischen Eigenschaften entscheidend, sondern die hydrothermale Veränderung der Fe-Ti-Oxyde bereits in geringer Tiefe.

Weitere Überlegungen zur Frage der hydrothermalen Veränderung der magnetischen Eigenschaften der Gesteine werden in Kap. 5 angestellt.

4.2.5 Mikrosondenanalyse

Die Untersuchungen mit der Mikrosonde, die am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln durchgeführt wurden, sind KRAMM (1976) zu verdanken. Die feldspatporphyrischen Flutbasalte der Reydarfjördur Sukzession und einiger weiterer aus der 'Jungvulkanischen Zone' wurden im Rahmen einer Diplomarbeit von SACHTLEBEN (1976/77) am selben Institut bearbeitet.

Im Rahmen der gesteinsmagnetischen Untersuchung wurden an die Mikrosondenanalyse der Erzphasen (Fe-Ti-Oxyde) folgende Erwartungen gestellt: Durch die Bestimmung der Oxyd-Gewichtsprozente von Eisen und Titan können hypothetisch die Glieder der Titanomagnetit bzw der Ilmohämatit-Hämoilmenit Mischkristallreihe berechnet und mit den Ergebnissen der gesteinsmagnetischen Untersuchung (Curie-Temperatur) verglichen werden. Zum anderen ist die Kenntnis des Anteils an Fremdionen im Titanomagnetit für die Gesteinsmagnetik von Bedeutung, da mit dem Einbau der Fremdionen (z.B. Al, Mg) die Curie-Temperatur erniedrigt wird (RICHARDS et al. 1973). Weiterhin scheint die Verunreinigung des Titanomagnetits eine entscheidende Rolle für das Oxydationsverhalten zu spielen (PETERSEN 1976) und andererseits die Möglichkeit der Selbstumkehr der Magnetisierung gegeben zu sein (z.B. SCHULT 1975, ANGENHEISTER et al. 1977).

Die Messungen wurden mit einer E M X Mikrosonde der Fa. ARL unter Standardbedingungen durchgeführt:

Hochspannung	: 15 KV
" Bias "	: 50 μ A
Probenstrom	: 0.02 μ A
Strom-Zeit-Integrator	: Einstellung 100.000
Brennfleck	: $\leq 4 \mu$ (optimal 1μ)

Dabei wurden folgende Standarts verwendet:

L-4-175 Mt	: Titanomagnetit
A 236	: Ilmenit, Snetsinger

Die erhaltenen Rohoxiddaten wurden nach ALBEC & RAY (1970) korrigiert. Aus diesen korrigierten Daten wurden die Mineralformeln nach BECKER (1974) auf einer C D C Cyber 76 berechnet.

Die Bestimmung des dreiwertigen Eisens erfolgte rechnerisch. Dabei wurde bei den Titanomagnetiten soviel dreiwertiges Eisen gebunden, bis das Verhältnis von Kationen zu Anionen 3 : 4 erreicht wurde (BECKER 1974).

Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen sind im Anhang angegeben. Die Tabelle 11 zeigt die Mittelwerte einiger Analysen. Nach SACHTLEBEN (1976/77) ist es schwierig, repräsentative Daten zu erhalten, da die Erzphasen heterogen sind, und angenommen werden muß, daß sich die Titanomagnetit-Zusammensetzung in der Nähe von Ilmenit-Entmischungslamellen

ändert (MATHISON 1975). In diesem Zusammenhang sollte bemerkt werden, daß bei den meisten Erzanalysen die Summe von 100% auch nicht annähernd erreicht wurde. Eine mögliche Erklärung dafür wäre die Heterogenität der Titanomagnetite, wodurch der Elektronenstrahl oft auf Phasengrenzen trifft, woraus dann ein "unstöchiometrisches" Verhalten folgt (SACHTLEBEN 1976/77).

Dreiwertige Fremdionen sind im allgemeinen in den Titanomagnetiten angereichert, die zweiwertigen aber häufiger in den Ilmeniten mit Ausnahme des Mangans.

Überraschend ist, daß unter den Titanomagnetitanalysen solche mit ungewöhnlich hohem Ulvöspinellanteil sind. Dies steht im Gegensatz zur thermomagnetischen Untersuchung, deren hohe Curie-Temperaturen einen hohen Magnetitanteil anzeigen. Zu erklären ist diese Diskrepanz durch das heterogene submikroskopische Phasengemisch (entstanden bei der deutерischen Oxydation und der hydrothermalen Veränderung), das bei der Mikrosondenanalyse nicht aufgelöst werden kann.

Der Anteil an Fremdionen in den Titanomagniten ist hingegen geringer als erwartet (vgl. z.B. CREER et al. 1970).

Titanomagnetit

Nr.	SP 1	SP 7	Mj 42	225/2	Jo 3	53	VF 4	363
Oxide Gew. %								
Al	1.94	2.46	2.26	2.12	1.70	2.14	3.42	2.57
Ti	23.00	21.76	23.07	20.08	23.44	21.20	9.98	12.14
Fe ³⁺	17.96	24.14	22.59	24.69	21.57	24.45	44.63	39.96
Cr	0.03	0.11	0.08	0.63	0.06	0.10		0.50
Fe ²⁺	49.34	49.19	49.73	47.92	50.22	47.88	40.44	39.64
Mn	0.55	0.56	0.68	1.21	0.46	0.83		0.33
Mg	0.52	1.13	1.61	1.75	1.16	1.08		1.06
Summe	93.36	99.37	100.03	98.40	98.61	97.68	98.46	98.20

Hypothetische Endglieder:

Magnetit	25.93	31.21	25.30	34.51	26.32	30.98	63.83	57.54
Ulvöspinell	68.61	60.74	63.75	58.77	65.67	60.28	28.52	35.28
Spinell	5.45	8.04	10.94	6.72	8.00	8.74	7.66	7.18
T_c in °C	150	150	250, (500)	375, 520	550	470	540	545
T_c in °C	490, 90	510	530, 110	580, 500, 430				515
Ox	I	I	1/II	1/II h.a.	II	11/111	111	h.a.
I_s - Typ	1a	1a	Buckel	Buckel	3b	3c LTC	3b	3b LTC

Ilmenite

Nr.	Mj 42	225/1	53/4	VF 4	363
Oxide Gew. %					
Al	0.10	0.13	0.09	0.15	0.17
Ti	47.24	48.46	48.38	50.00	47.37
Fe ³⁺	4.21	3.57	3.43	5.61	4.62
Cr	0.05	0.02			0.03
Fe ²⁺	42.48	43.58	43.50	45.05	42.60
Mn	1.15	0.54	0.58		0.55
Mg	1.11	2.29	1.64		2.66
Summe	96.34	98.53	97.62	100.81	99.00

Tabelle 11 Mittelwerte der Mikrosonden-Analysen (KRAMM 1976) und Vergleich mit I_s -T-Kurven Typ, Curie-Temperatur T_c der Aufheizungs- und der Abkühlungskurve und Grad der Hochtemperatur-Oxydation (Ox)

4.3 Magnetische Eigenschaften von Laven und Gängen

Es soll im folgenden vor allem versucht werden, die Unterschiede zwischen den magnetischen Eigenschaften von Laven und Gängen herauszustellen, um Kriterien für die Gültigkeit der bisher diskutierten Modelle zur Interpretation der Feldmagnetik zu erhalten. Während die magnetischen Eigenschaften und deren räumliche Variation von Laven bereits von mehreren Autoren beschrieben wurden (z.B. ANGENHEISTER & TURKOWSKY 1964, WATKINS & HAGGERTY 1965 und 1967, ADE HALL et al. 1968, WILSON et al. 1968, SCHWEITZER 1969, SCHÖNHARTING 1969, BECKER & MOHR 1971, PETERSEN 1976), fehlen entsprechende Untersuchungen an Gängen in großem Maße. Als wichtiges Beispiel für eine detaillierte Untersuchung der räumlichen Variation der wesentlichen magnetischen Parameter eines Ganges kann hier nur PETERSEN (1976) genannt werden.

Träger der magnetischen Eigenschaften von Basalten sind hauptsächlich die Fe-Ti-Oxyde. Nach HARGRAVES & PETERSEN (1971) und PETERSEN (1976) werden die primären magnetischen Eigenschaften der Basalte bei gleichem Chemismus vor allem durch die Abkühlungsgeschichte des Magmas und durch die äußeren Bedingungen bei der Kristallisation der Fe-Ti-Oxyde bestimmt. Es erscheint daher zunächst eine Einteilung der Laven und Gänge nach ihrer Mächtigkeit sinnvoll. Die rasche Abkühlung des Magmas in dünnen Laven oder Gängen hat ein "Einfrieren" der Primärphasen der Fe-Ti-Oxyde zur Folge,

deren ursprüngliche Zusammensetzung auf Glieder der Mischkristallreihe der Titanomagnetite ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) und der Ilmohämatite ($\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3$) beschränkt ist (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964, CARMICHAEL & NICHOLLS 1967). Da die Curietemperaturen der Ilmohämatite weit unter 0°C liegen, interessieren zur Beurteilung der primären magnetischen Eigenschaften der Basalte nur die Titanomagnetite. Die Primärphasen der Titanomagnetite haben einen Anteil von 40 bis 85 % Ulvöspinell mit dazugehörigen Curietemperaturen von -50 bis 300°C (PETERSEN 1976).

Bei langsam abkühlenden geschlossenen Systemen, wie sie mächtige Intrusionen, dicke Gänge oder mittlere Partien von mächtigen Laven sind, kann es zu einer "internen Entmischung" des primären Titanomagnetits zu Magnetit-Ilmenit Verwachsungen mit Curietemperaturen um 550°C kommen (HARGRAVES & PETERSEN 1971, PETERSEN 1976). In den oberen Partien der Laven ist die Möglichkeit der Veränderung der primären magnetischen Eigenschaften durch den Einfluß von Luftsauerstoff gegeben. Weitere Veränderungen der primären Fe-Ti-Oxyde geschehen hauptsächlich durch Wiedererhitzung, Tieftemperatur-Oxydation und hydrothermale Veränderung (siehe Kap. 4.4 und Kap. 5).

Bei mächtigen Laven oder Lavaseen ist zu beobachten, daß sich in der mittleren Partie eine Zone mit hohem Sauerstoffpartialdruck ausbilden kann, woraus die Oxydation der

Titanomagnetite und damit eine hohe Curietemperatur und Magnetisierung resultiert (PETERSEN 1976). Erklärt wird dieses Phänomen nach WATKINS & HAGGERTY (1965 und 1967) durch eine partielle Diffusion von Wasserstoff relativ zu Sauerstoff und Wasser, wodurch eine weitere thermische Dissoziation von Wasser und damit lokal ein erhöhter Sauerstoffpartialdruck entstehen kann.

Vor der Beschreibung der magnetischen Eigenschaften der Laven (Kap. 4.3.2), der Gänge (Kap. 4.3.3) und im weiteren der Effekte der Remagnetisierung durch Wiedererhitzung (Kap. 4.4) soll ein seltenes Beispiel der Untersuchung eines Ganges mit dessen geförderter Lava vorgestellt werden.

4.3.1 Dettifoss-Gang (DG 1-5) und geförderte Lava (DF 1-37)

Einige km nördlich des Dettifoss kreuzt der Sveinar-Graben mit seinem Gangsystem die Schlucht der Jökulsá à Fjöllum, wo einige 100 m unterhalb des Hafragilfoss eine post-glaziale Eruptionsstelle mit dem Förderkanal angeschnitten ist. Die von diesem Gang geförderte Lava ist am Zugang zum Dettifoss aufgeschlossen (DF 1-37; siehe Abb. 46). Der Aufschluß des Ganges konnte nur nach einer Klettertour in die Schlucht der Jökulsá erreicht werden, sodaß nur wenige Handstücke des Ganges, des Gangkontaktes und des Neben-

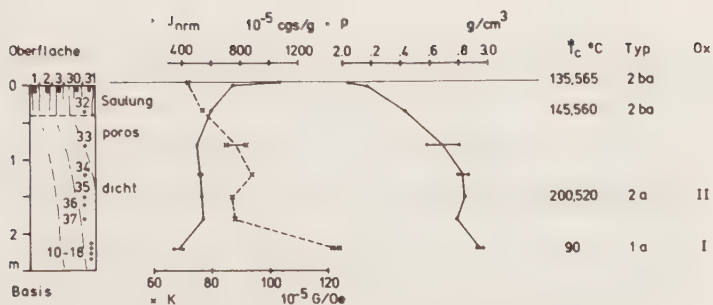


Abb. 46 Variation der Magnetisierung und weiterer Parameter in einem Vertikalprofil der 2.5 m mächtigen Lava DF 1 - 37

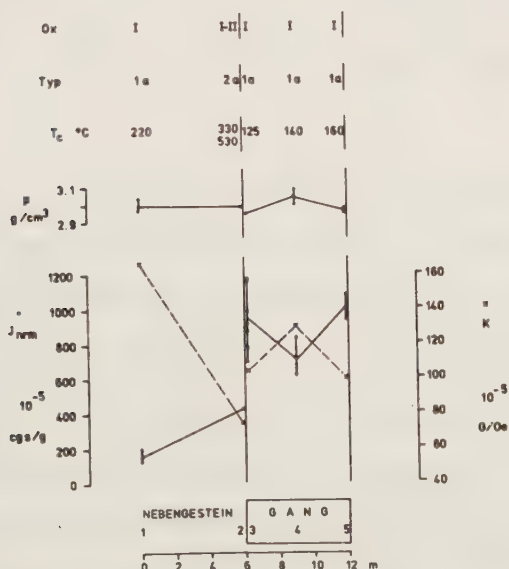


Abb. 47 Variation der Magnetisierung und weiterer Parameter des 6 m mächtigen Fördererganges (DG 3 - 5) der obigen Lava und des Nebengesteins (DG 1 und 2)

Dargestellt sind die spezifische remanente Magnetisierung J_{nrm} , die Suszeptibilität K , Dichte, Curie-Temperatur T_c , I_s -Typ und HTO Ox

gesteins entnommen werden konnten (DG 1-5).

Die Proben vom Gang stammen aus einer Tiefe von etwa 60 m unter der Eruptionsstelle; der Gang ist an dieser Stelle etwa 6 m breit und an der waagrechten Säulung gut zwischen den mächtigen pleistozänen Flutbasalten zu erkennen, die das Nebengestein ausmachen. Der Aufschluß der Lava liegt einige km von der Eruptionsstelle entfernt; die Lava ist hier 2.5 m mächtig. Gang und Lava bestehen aus einem hellgrauen dichten Basalt; bei der Lava ist eine starke Zunahme der Porosität nach oben zu beobachten (vgl. Dichte als Maß der Porosität in Abb. 46).

Die Abb. 46 zeigt einige Ergebnisse der Untersuchung der Lava (DF 1-37). Die Variation der Dichte von 3.0 g/cm^3 der Basis der Lava bis 2.0 g/cm^3 der Oberfläche zeigt die Zunahme der Porosität, die zugleich ein Maß für den Stand der Entgasung darstellt. In der Variation der natürlichen Remanenz J_{nrn} und der Suszeptibilität K kann diese Lava als exemplarisch für viele andere mit ähnlicher Mächtigkeit gelten (z.B. Leirhnukshraun, Sveinagjá-Lava, Asbyrgi-Laven u.a. bei BECKER & MOHR 1971). Zu beobachten ist eine Zunahme der Remanenz (hier um den Faktor 3) zur Oberfläche hin und eine Abnahme der Suszeptibilität.

Eine Erklärung dafür liefert die Erzmikroskopie mit der Beobachtung der Abnahme der Korngrößen der Titanomagnetite nach oben. Während der Grad der Hochtemperatur-Oxydation

im oberen Bereich der Lava wegen der winzigen Körner nicht erkannt werden konnte, haben die Titanomagnetite der mittleren Partie seltene Entmischungslamellen von Ilmenit (HTO Ox II) und sind in der Basis der Lava völlig homogen (HTO Ox I).

Dieses Ergebnis wird durch die thermomagnetische Untersuchung bestätigt und präzisiert: Von der Oberfläche bis in den mittleren Bereich der Lava haben wir den I_sT -Typ 2 mit abnehmenden hohen Curietemperaturen ($T_c = 565^\circ\text{C}$, 560°C und 520°C) und zunehmenden niedrigen ($T_c = 135^\circ\text{C}$, 145°C und 200°C). Eine Probe aus der Basis hat hingegen den I_sT -Typ 1 mit einer Curietemperatur von 90°C , was etwa einem Titanomagnetit mit 65 % Ulvöspinell entspricht.

Für diese Variation der magnetischen Eigenschaften soll folgende Interpretation versucht werden: An der Basis der Lava hat sich wegen der raschen Entgasung und Erstarrung in diesem Bereich der primäre homogene Titanomagnetit ohne deuterische Oxydation unverändert erhalten. Im mittleren und oberen Bereich verursachte die unterschiedliche Abkühlungsgeschichte eine verschieden intensive interne Oxydation des primär homogenen Titanomagnetits, wodurch ein Anstieg der ursprünglichen Curietemperatur von 90°C auf 200°C erfolgte. Das Vorhandensein und die Zunahme der hohen Curietemperatur von über 500°C nach oben hin kann durch den zunehmend intensiveren Einfluß des Luftsauerstoffs bei der Oxydation der Titanomagnetite zu einer Phase nahe dem Magnetit erklärt werden.

Die räumliche Variation der gleichen Parameter innerhalb des Förder-Ganges der Lava ist einfacher: Die natürliche remanente Magnetisierung J_{nrn} nimmt zum Gangrand hin zu (die Suszeptibilität K verhält sich umgekehrt), was durch den Korngrößen-Effekt zu erklären ist. Eine dichtere Be-
probung des Ganges hätte vermutlich die gleiche Variation der magnetischen Parameter ergeben, die PETERSEN (1976) an einem Gang des Monte Somma (Vesuv) beschrieben und ebenfalls mit der unterschiedlichen Korngröße bedingt durch die Abkühlungsgeschichte erklärt hat.

Die Curietemperatur T_c variiert nur wenig und nicht symmetrisch, was für eine Inhomogenität der magnetischen Eigenschaften am Rand des Ganges spricht. Die Curietemperatur, I_s -Typ 1 und der Grad der Hochtemperatur-Oxydation HTO Ox I zeigen einen homogenen Titanomagnetit an, der in der Zusammensetzung ärmer an Ulvöspinell ist, wie die Probe aus der Basis der Lava. Der Grund dafür könnte eine durch die langsamere Erstarrung des Ganges bedingte beginnende interne Entmischung des homogenen primären Titanomagnetits sein.

Vom Nebengestein des Ganges, einem mächtigen pleistozänen Flutbasalt, wurden zwei Proben entnommen, die eine am Gangkontakt und die andere etwa 6 m davon entfernt. Träger der Magnetisierung des ungestörten Nebengesteins ist ein homogener Titanomagnetit (HTO Ox I, I_s -Typ 1a) mit einer Curietemperatur von 220°C . Im Anschliff sind homogene xenomorphe Titanomagnetite zu beobachten. Am Gangkontakt

wurde eine Erhöhung der J_{nrn} um mehr als die doppelte Intensität und eine Erniedrigung der Suszeptibilität K gemessen. Die $I_{\text{S}}T$ -Kurve hat den Typ 2a mit den Curiepunkten der Aufheizkurve bei 330°C und 530°C .

Durch die Wiedererhitzung bei der Gangintrusion wurde durch die Bildung neuer magnetischer Phasen eine Remagnetisierung des Nebengesteins (DG 2) bewirkt. Die homogenen Titanomagnetite erscheinen gegenüber dem Anschliff von DG 1 (6 m vom Kontakt entfernt) weißlich fleckig.

Die Untersuchungen zur Remagnetisierung an Gang- und Lavakontakten werden in Kap. 4.4 genauer beschrieben.

4.3.2 Magnetisierung der Laven

Die Variation der magnetischen Eigenschaften von Laven in vertikalen Traversen ist bereits von vielen Autoren (wie eingangs zitiert) beschrieben worden. Allerdings erscheint es fraglich, ob auf Grund der bisher beschriebenen Beobachtungen eine Verallgemeinerung möglich ist. Dies kann auch hier nicht geschehen, da von mehreren Typen von Laven (z.B. die mächtigen pleistozänen Flutbasalte) nicht in geeigneter Weise Proben entnommen wurden.

Es sollte unterschieden werden zwischen Laven mit primären magnetischen Eigenschaften, die in Island in großer Zahl als oben liegende postglaziale Laven vorkommen, und Laven, deren magnetischen Eigenschaften bei der Wiedererhitzung durch das Überfließen weiterer Laven verändert wurden. Bei der weiteren Versenkung der Laven müssen hydrothermale Veränderungen der Fe-Ti-Oxyde als Träger der Magnetisierung berücksichtigt werden, was die Variation der magnetischen Eigenschaften weiter kompliziert.

Wie oben erwähnt, sind in der Diskussion der magnetischen Eigenschaften und deren räumlicher Variation bei Laven die Ausbildung der Fe-Ti-Oxyde zu beachten. Neben der Korngröße der Erze, wobei vor allem die Grenze zwischen Einbereichs - Mehrbereichsteilchen kristisch eingeht, ist für die primären magnetischen Eigenschaften der Oxydationsgrad

der Titanomagnetite entscheidend. Quench-Phasen, die in dünnen Ergüssen und Gängen vorkommen können, entsprechen den primären homogenen Titanomagnetiten. Unter dem Einfluß von Luftsauerstoff oder bei mächtigen Laven und Gängen durch interne Entmischung oxydieren die primären Titanomagnetite, wobei in zunehmendem Maße Magnetit gebildet wird.

Wie aus den folgenden Beispielen deutlich werden wird, haben Laven mit gleichen äußeren Kristallisationsbedingungen sehr verschiedene magnetische Eigenschaften. Neben den bisher beschriebenen Erklärungen für eine Variation der Parameter der Magnetisierung ist vor allem der Gasgehalt des Magmas bedeutungsvoll, der sich auch durch eine unterschiedliche Viskosität ausdrückt, die zur Bildung verschiedener Lavatypen führt. Die beiden wichtigsten Typen auf Island sind die Blocklava (isl. Apalhraun), die sich zu schwer gangbaren regellosen Gebilden auftürmt, und die Fladenlava (isl. Helluhraun), die meist eine geschlossene Oberfläche hat und mitunter sehr weit fließt (die postglazialen "Langläufer" Thjorså- und Godafoss-Lava beispielsweise über 100 km weit). Als weiterer wesentlicher Typ sind die dünnen Decken der Schildvulkane zu nennen.

Die niedrigsten Curietemperaturen wurden im allgemeinen von Proben aus den Schlackensäcken der Blocklaven gemessen, also an den ersten Erstarrungsprodukten dieser Laven, was

die Erklärung durch Quench-Phasen der primären homogenen Titanomagnetite plausibel macht. Die Fladenlaven haben meist komplexere magnetische Eigenschaften. Neben dem Einfluß von Luftsauerstoff scheint der unterschiedliche Zustand der Entgasung, der sich bei allen untersuchten Laven in der Porosität augenfällig bemerkbar macht (vgl. die Variation der Dichte in den Abb. 46 bis 54). Die Variation der Parameter der Magnetisierung der postglazialen Laven, die an der Oberfläche liegen und daher weder durch Wiedererhitzung noch durch Tieftemperatur-Oxydation verändert wurden, ist demnach unterschiedlich.

Die Abb. 48 zeigt die Untersuchung der oberen 75 cm der älteren Laxå-Lava, eine Fladenlava mit schönen Strickmustern, die sehr dicht beprobt werden konnte; allerdings ist die Gesamtmächtigkeit der Lava unbekannt. Die natürliche Remanenz J_{nrm} nimmt nach oben hin um mehr als das Dreifache zu, abgesehen vom obersten Bereich. Diese Abnahme der Magnetisierung in den obersten 10 cm, die nur bei wenigen Laven beobachtet wurde (vgl. z.B. Abb. 51 oberste Lava des Stora-Viti und Abb. 49 Thingvellir-Lava), ist durch eine intensive Oxydation (Martitisierung) der Titanomagnetite durch Luftsauerstoff zu erklären. Die Suszeptibilität nimmt von oben nach unten zu.

Die Abnahme der natürlichen Remanenz J_{nrm} mit der Zunahme der Suszeptibilität K nach unten kann durch die Variation der Korngröße der Titanomagnetite erklärt werden. Die $I_s T$ -

Kurve (Typ 2 a) hat eine komplexe Form mit mehreren Curiepunkten, in der aber noch die Curietemperatur der Primärphase ($T_c = 70^\circ\text{C}$) zu erkennen ist. Der Grad der Hochtemperatur-Oxydation konnte wegen der kleinen Körner mit der Erzmikroskopie nicht bestimmt werden.

Eine ähnliche Variation der magnetischen Eigenschaften ergaben die Untersuchungen der Burfellshraun (BF 1-12), aber mit einer Abnahme der Suszeptibilität nach unten, der Ellida-Lava (El 1-11), der Leirhnukshraun von 1724, der Sveinagjå-Lava von 1875 (BECKER & MOHR 1971) und der bereits gezeigten Dettifoss-Lava (DF 1-37)(Abb. 46).

L 1-30

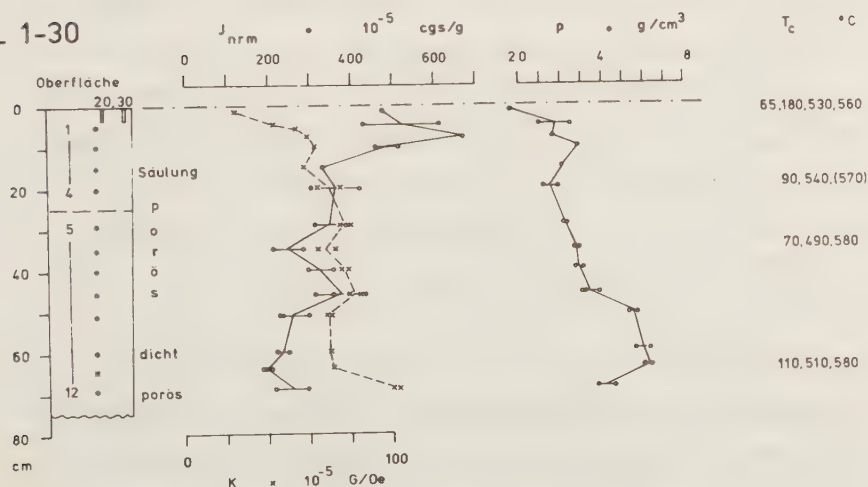


Abb. 48 Variation der natürlichen Remanenz J_{nrm} , der Dichte, der Suszeptibilität K und der Curietemperaturen T_c der oberen 75 cm der älteren Laxå-Lava (L 1-30)

Dagegen ist nahezu keine Variation der magnetischen Parameter in den oberen 1.5 m der postglazialen Thingvellir-Lava (TH 1-11) zu beobachten. Während die Dichte stetig zunimmt, bleiben J_{nrm} und K annähernd konstant (Abb. 49). Die Erzmikroskopie ergab Titanomagnetite mit HTO Ox II und III; dem entsprechend sind auch $I_s T$ -Kurven vom Typ 2 a gemessen worden.

Umgekehrt gegenüber den bisher gezeigten Beispielen ist die Variation der Remanenz J_{nrm} bei der älteren Pjorså-Lava (Pj 1-8) (Abb. 50). Zu beobachten ist eine leichte Zunahme sowohl der J_{nrm} als auch der K zur Basis der über 3 m mächtigen Lava. Das Dichtemaximum im unteren Drittel der Lava zeigt eine weitgehend entgaste Zone in diesem Bereich an. Mit den bisherigen Vorstellungen der Oxydation der Titanomagnetite nicht zu erklären ist die Variation der Curietemperaturen T_c : Während die T_c der ersten Phase von der Oberfläche zur Basis abnehmen (200 °C, 155 °C und 140 °C), nehmen die T_c der zweiten Phase zu (410 °C, 565 °C und 580 °C). Mit dem Erzmikroskop sind Titanomagnetite mit HTO Ox II/III zu beobachten.

Bisher wurden nur postglaziale Laven gezeigt, deren primäre magnetische Eigenschaften erhalten geblieben sind. Der Effekt der Remagnetisierung durch Wiedererhitzung einer Lava beim Darüberfließen einer weiteren kann in idealer Weise an den oberen Lagen (flow units) des Peistareykja-

TH 1-11

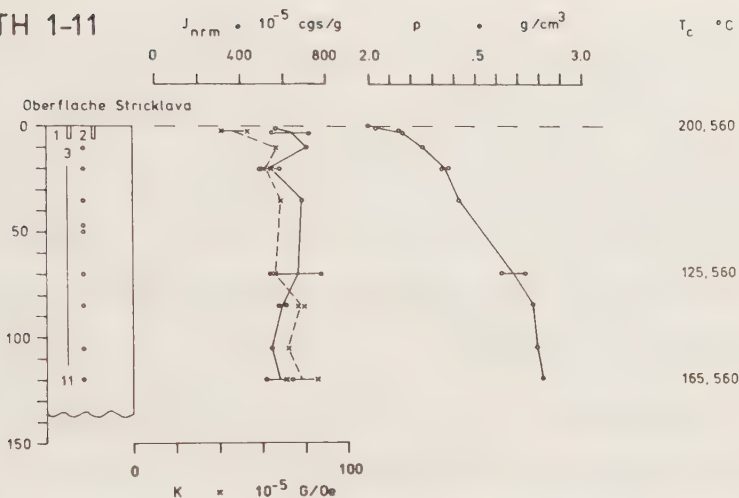


Abb. 49 Variation der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrm} , der Suszeptibilität K , der Dichte und der Curietemperatur T_c der Thingvellir-Lava TH 1-11

Pj 1-8

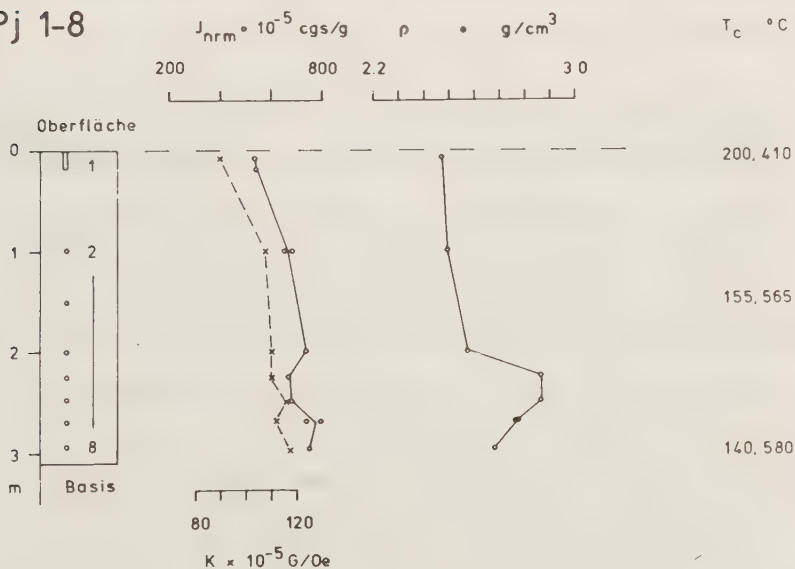


Abb. 50 Variation der obigen Parameter der älteren Pjorså-Lava Pj 1-8

bunga Schildvulkans studiert werden. Etwa 20 Lavalagen sind in der Schlucht Asbyrgi und im Axarfjördur-Gebiet aufgeschlossen. Die von BECKER und MOHR (1971) untersuchten Lagen etwa 50 m unter der Oberfläche zeigten alle eine systematische Variation der Remanenz J_{nrn} mit einer Abnahme der J_{nrn} zur Basis und Curietemperaturen um 560°C (I_{ST} -Typ 3 a,b,c).

Die Abb. 51 und Abb. 52 zeigen neuere Untersuchungen der oberen Lagen des Peistareykjabunga mit jeweils auch der obersten, also nicht wiedererhitzten Lava. Da die 'flow units' verhältnismäßig schnell ausgeflossen sind, kann damit gerechnet werden, daß die Laven aus dem gleichen Magma stammen und damit auch primär die gleichen magnetischen Eigenschaften besitzen.

Bemerkenswert ist nun, daß bei den oberen und nicht wiedererhitzten Lagen I_{ST} -Kurven des Typs 2 gemessen wurden; der Träger der Magnetisierung ist also ein nur partiell oxydierter Titanomagnetit, wobei ein Teil der Primärphase (homogener Titanomagnetit) noch erhalten ist. Die Titanomagnetite der mittleren und unteren Partie der 4.5 m mächtigen Lage I (Ga 1-25 in Abb. 51) sind dagegen vollständig zu Magnetit entmischt (? interne Oxydation); die Dichte zeigt in diesem Bereich einen Zustand hoher Entgasung an.

Bei der Wiedererhitzung der Lava durch eine weitere werden

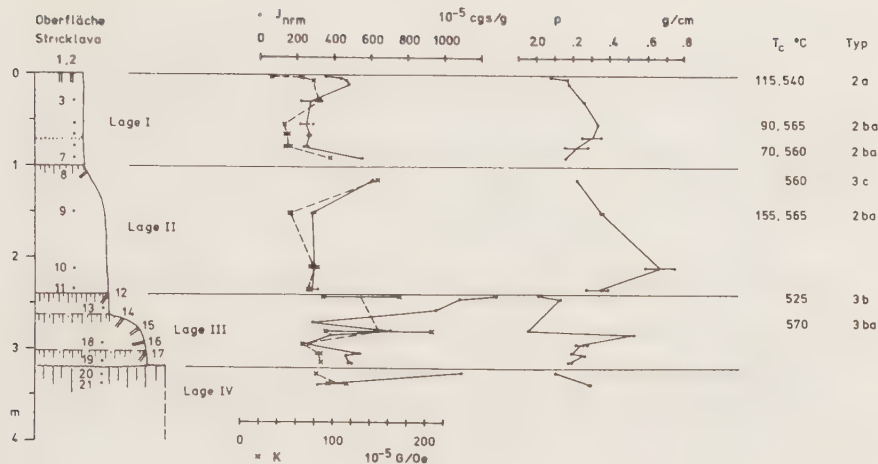


Abb. 51 Variation von J_{nrm} , K , ρ und T_c der Lavalagen Ga 1-21 (4 obere flow units des Peistareykjabunga)

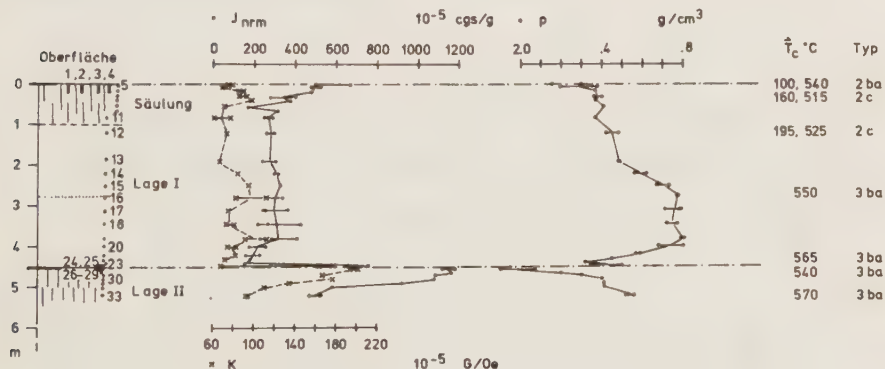


Abb. 52 Variation von J_{nrm} , K , ρ und T_c der oberen Lage I Ga 1-25 der Peistareykjabunga-Laven und Remagnetisierung des Kontaktes der Lage II Ga 26-33

die Titanomagnetite vollständig oxydiert (vgl. Kontakt der Lavalage II Ga 26-33 in Abb. 52). Mit der Bildung von Magnetit steigen dabei die Remanenz J_{nrm} und die Suszeptibilität K beträchtlich an.

Die Abb. 53 und Abb. 54 geben Beispiele für mächtige Laven, die vergleichbar sind mit den untersuchten Laven von WATKINS und HAGGERTY (1965 und 1967), LAWLEY & ADE-HALL (1971) und PETERSEN (1976).

Sowohl der 14 m mächtige pleistozäne Flutbasalt (63-73) aus dem Fljotsdalur als auch der 30 m mächtige tertiäre Flutbasalt vom Oddsskard (Reydarfjördur) (300-318) zeigen ein Maximum der Remanenz im oberen Drittel. Die Curietemperatur der Lava 300-318 ist bei allen 4 Messungen in verschiedenen Bereichen konstant ($T_c = 560^\circ\text{C}$). Gegenüber dem pleistozänen Flutbasalt 63-73 ist der tertiäre Flutbasalt 300-318 hydrothermal verändert. Es ist dabei nicht zu entscheiden, ob die hohe Curietemperatur der gesamten 30 m mächtigen Lava dem primären Zustand der Titanomagnetite entspricht.

63-73

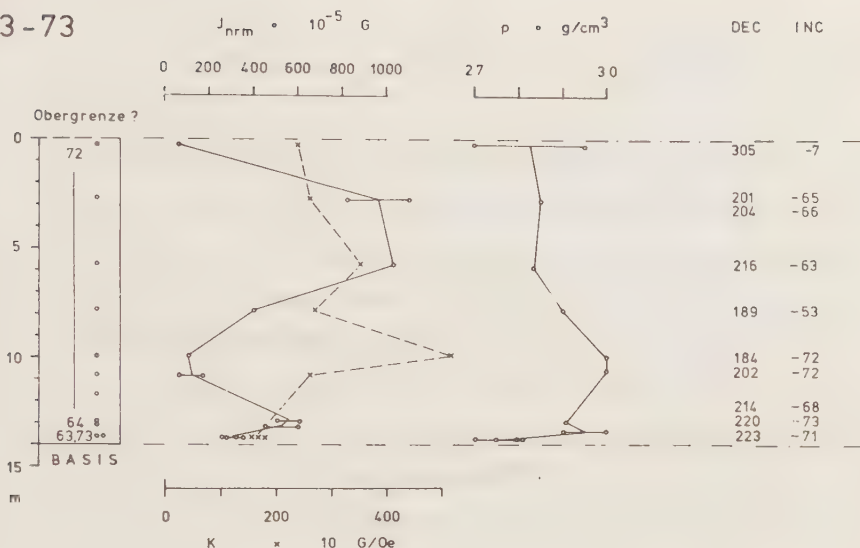


Abb. 53 Variation von J_{nrm} , K , φ und Richtung der J_{nrm} eines 14 m mächtigen pleistozänen Flutbasaltes aus dem Fljotsdalur (63-73)

300-318

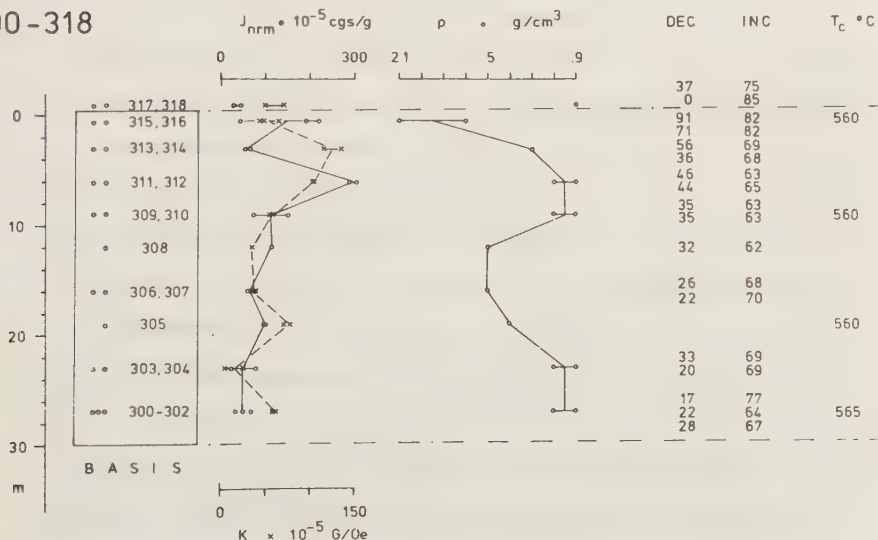


Abb. 54 Variation der J_{nrm} , K , φ , Richtung der J_{nrm} und T_c eines 30 m mächtigen Flutbasaltes vom Oddsskard (Reydarfjörður) (300-318)

4.3.3 Magnetisierung der Gänge

Die Parameter der Magnetisierung der Gänge und insbesondere deren räumliche Variation innerhalb der Gänge sind noch wenig untersucht und daher weitgehend unbekannt. Andererseits sind eine Reihe nach Modellvorstellungen abgeleitete oder postulierte magnetische Eigenschaften der Gänge in Überlegungen zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien enthalten (z.B. ANGENHEISTER et al. 1977). Direkte Messungen der magnetischen Eigenschaften zur Überprüfung der Modelle erscheinen daher angebracht.

Eine systematische Untersuchung aller wesentlicher Parameter der Magnetisierung eines Ganges sind PETERSEN (1976) zu verdanken. Die Variation der primären magnetischen Eigenschaften des 1.8 m mächtigen Ganges vom Monte Somma (Vesuv) wird beschrieben und durch die Variation der Korngröße der Titanomagnetite, bedingt durch die Abkühlungsgeschichte, erklärt. Analog ist die Variation der magnetischen Eigenschaften des postglazialen 6 m mächtigen Dettifoss-Ganges (siehe Kap. 4.3.1) und weiterer untersuchter postglazialer (oder pleistozäner) Gänge aus dem Sulendur-Gangschwarm (vgl. Kap. 5.1). Von den hier untersuchten isländischen Gängen hat jedoch nur der Dettifoss-Gang DG noch die primären magnetischen Eigenschaften, während alle anderen bereits Anzeichen einer mehr oder minder intensiven hydrothermalen Veränderung zeigen.

Wie aus den Histogrammen in Kap. 4.2 ersichtlich ist, unterscheiden sich die Gänge in ihren magnetischen Eigenschaften ganz wesentlich von den Laven. Die Suszeptibilität ist etwa doppelt so groß, die Curietemperatur durchschnittlich geringer, aber der Unterschied in der natürlichen Remanenz ist nur bedeutend, wenn man die remagnetisierten Gangkontakte des Nebengesteins mit berücksichtigt.

Die Variation der Parameter der Magnetisierung der Gänge ist einfacher als bei den Laven (inhomogene Verhältnisse meist nur am Gangrand) und werden hauptsächlich durch die unterschiedliche Korngröße, bedingt durch die Abkühlungsgeschichte, verursacht. Kompliziert werden die magnetischen Eigenschaften bei zusammengesetzten Gängen; d.h. bei mehrfacher Intrusion in der gleichen Spalte. Das einfache Muster der Variation der J_{nrn} mit den höchsten Werten am Rand des Ganges kann durch die hydrothermalen Veränderungen verwischt werden.

Analog zur Abkühlung der Laven, können wir bei der raschen Erstarrung des Magmas in dünnen Gängen Quenchphasen der homogenen primären Titanomagnetite erwarten; d.h. also niedrige Curietemperatur und Grad der Hochtemperatur-Oxydation Ox I. Es kann gezeigt werden, daß bei mächtigen Gängen, die als ein geschlossenes System betrachtet werden können, bei sehr langsamer Abkühlung der primäre Zustand der homogenen Titanomagnetite nicht erhalten bleibt,

sondern sich dem veränderten Sauerstoffpartialdruck durch eine "interne" Entmischung durch Bildung von Ilmenit-Entmischungslamellen anpaßt (HARGRAVES & PETERSEN 1971, PETERSEN 1976). Der Titanomagnetit wird damit zunehmend reicher an Magnetit und die Curietemperatur steigt an. Bei sehr großen und sehr langsam kristallisierenden Systemen, wie sie Gabbros darstellen, ist der Träger der Magnetisierung Magnetit mit einer Curietemperatur meist über 550 °C.

Interessant ist nun die Frage, welche Mächtigkeit der Gänge nötig ist, damit der Prozess der internen Entmischung einsetzt. Zur Klärung dieser Frage ist die Messung der Veränderung der Sättigungsmagnetisierung mit der Temperatur (I_sT -Kurve) nicht so geeignet, da die Curietemperaturen durch hydrothermale Erwärmung stark verändert werden, wie in Kap. 5 gezeigt werden soll. Da die Korngrößen der Fe-Ti-Oxyde in mehr als 2 m mächtigen Gängen meist groß ist, bietet sich der Grad der Hochtemperatur-Oxydation, der erzmikroskopisch bestimmt wird (siehe Kap. 4.2.3), zur Beurteilung des Zustandes der internen Entmischung an. Die Bestimmung des Grades der Hochtemperatur-Oxydation kann durch den Typ der I_sT -Kurven teilweise kontrolliert werden (siehe Kap. 4.2.4). Es zeigt sich dabei manchmal, daß bei hydrothermal veränderten Proben die Curietemperatur der Primärphasen in der I_sT -Abkühlungskurve bei einem schnellen Meßzyklus

DEC	168	171	338	208	298 45	122	285
INC	-37	-63	-79	-70	-86 55	7	40

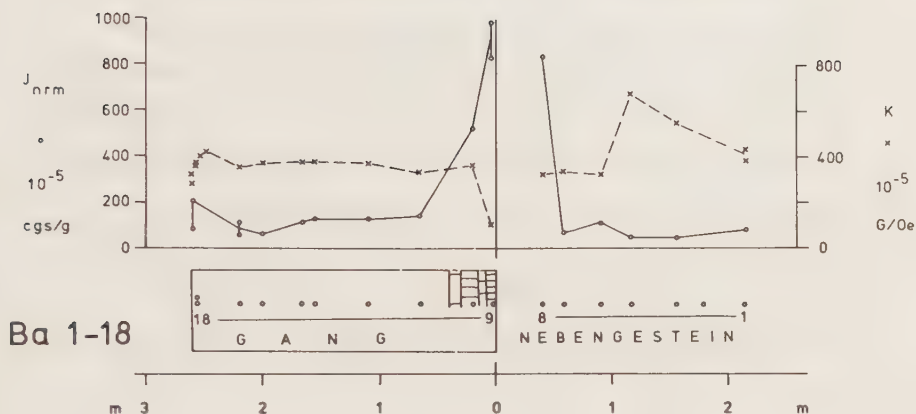


Abb. 55 Variation der J_{nrm} , K, und Richtung der J_{nrm} des 2.5 m mächtigen Ganges Ba 1-18 beim Gehöft Sletta südl. von Budareyri (vgl. Text)

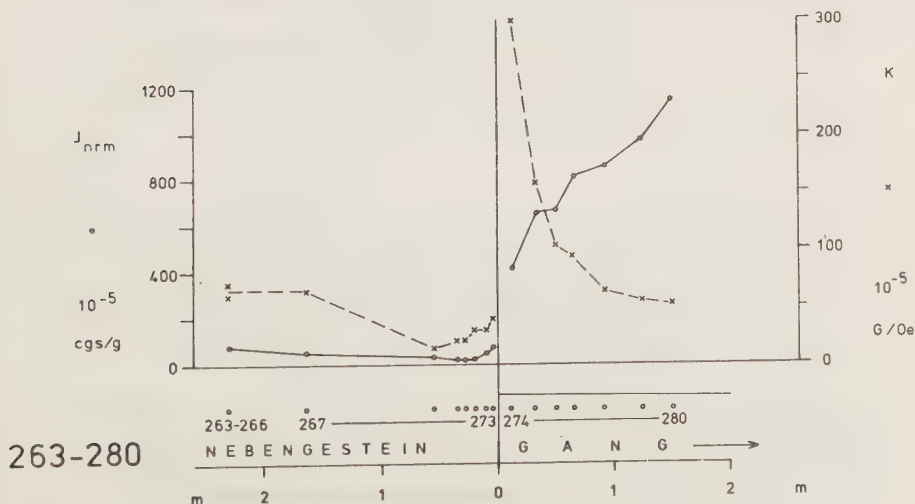


Abb. 56 Gegenläufige Variation der J_{nrm} und K im Vergleich zu obigem Beispiel und geringe Remagnetisierung des Nebengesteins des 3-4 m (?) mächtigen Tholeiit-Ganges 263-280 im oberen Farridalur

erkannt werden kann.

Eine Einteilung der Gänge nach ihrer Mächtigkeit erscheint als durchaus sinnvoll, da damit den unterschiedlichen Abkühlungszeiten Rechnung getragen wird. Die Untersuchungen der magnetischen Eigenschaften wurden nach Möglichkeit auch auf deren Kontakte ausgedehnt, um die Remagnetisierung des Nebengesteins zu studieren. Die Remagnetisierung wird in Kap. 4.4 eigens behandelt werden, sollte jedoch bei den folgenden Beispielen zur Variation der Parameter der Magnetisierung der Gänge und der Kontakte mit beachtet werden.

Die Abb. 55 zeigt den Gang Ba 1-18 (Tholeiit), der bei dem Gehöft Sletta südlich von Budareyri im Reydarfjördur aufgeschlossen ist. Der Gang ist etwa 3 m mächtig und konnte mit der Ausnahme des östlichen Randes beprobt werden. Die hydrothermale Beanspruchung entspricht der Mesolith-Skolecit-Facies.

Der Gang (Ba 1-18) ist invers magnetisiert, ebenso das Nebengestein am Kontakt des Ganges, während es über 2 m vom Gang entfernt keine stabile Richtung der natürlichen Remanenz aufweist. Die Variation der J_{nrm} und K des Ganges ist der Korngrößenverteilung der Erze zuzuschreiben. Im Anschliff wurde der Grad der Hochtemperatur-Oxydation Ox I beobachtet, also ein homogener Titanomagnetit, der

T_c °C	550	560,580	360
	570		480

Dec	180	250,255,200,290,205
Inc	-40	-84 -78 -78 -65 -63

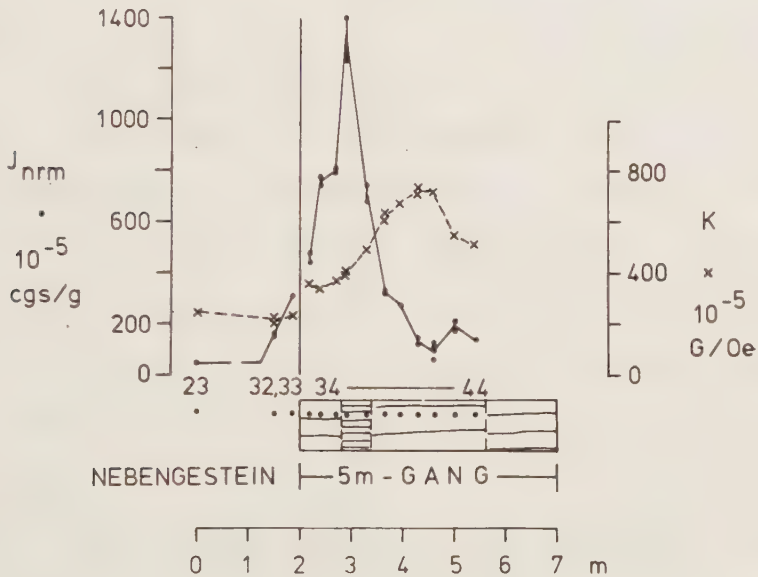


Abb. 57 5 m mächtiger (? zusammengesetzter) Tholeiit-Gang aus dem Bardsnes-Gangschwarm 2.5 km östlich der Abzweigung nach Vikurvátn an der Nordküste des Reyðarfjörður

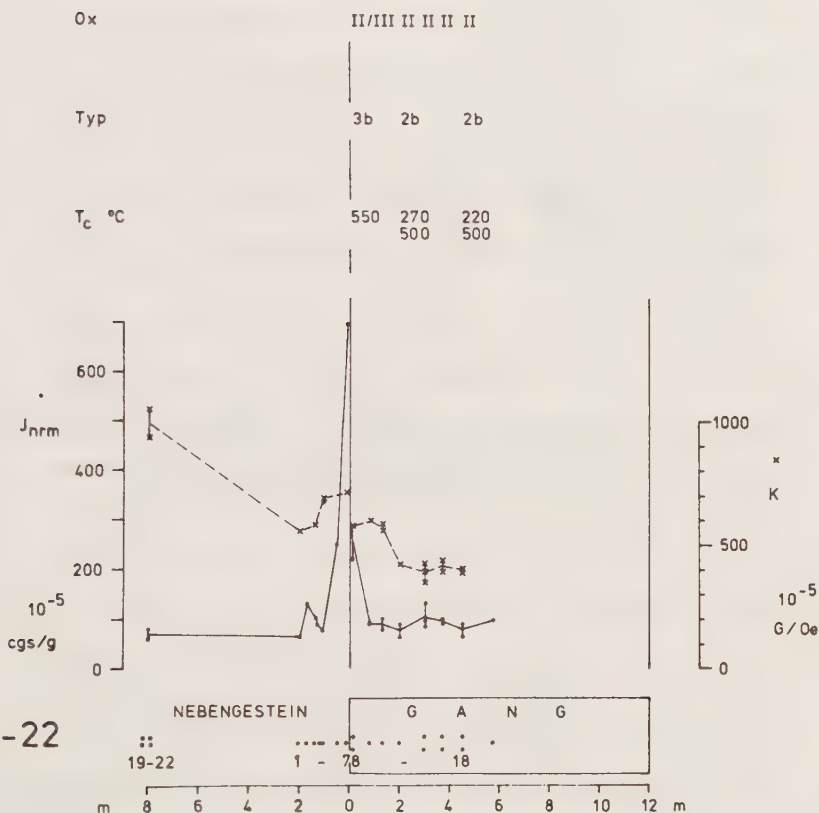
Die Variation der Magnetisierung ist als das Ergebnis der mehrfachen Intrusion zu verstehen. Die T_c sind hydrothermal verändert und geben keinen Hinweis auf die Zusammensetzung der primären Titanomagnetite (HTO Ox I und II in der Mitte und II/III außen).

allerdings in der Reflexionsfarbe weißlich mit einer leichten Anisotropie ist. Die I_sT -Kurve ergab eine Curie-temperatur von 238°C in der Aufheizkurve, während der deutliche Curiepunkt der Hauptphase in der Abkühlungskurve 160°C beträgt und einen Hinweis auf die Zusammensetzung des primären Titanomagnetits liefert.

Das Nebengestein hat den deuterischen Oxydationsgrad Ox II. Die I_sT -Kurve hat jedoch den Typ 3 c ($T_c = 570^\circ\text{C}$; entspricht einem fast reinen Magnetit) im gesamten untersuchten Bereich bis 2 m vom Kontakt entfernt. Während der Anstieg der Curietemperatur des Ganges durch die regionale hydrothermale Metamorphose erklärt werden muß, ist die stärkere hydrothermale Veränderung der magnetischen Eigenschaften des Nebengesteins vermutlich wesentlich dem Einfluß überhitzter Lösungen bei der Intrusion des Ganges zuzuschreiben.

Genau entgegengesetzt der Variation der Remanenz und Suszeptibilität des eben beschriebenen Ganges Ba 1-12 ist die Variation dieser Parameter bei dem Gang 263-280 (Abb. 56). Dieser tholeiitische Gang ist im Bachbett im oberen Frigidalur aufgeschlossen; seine Gesamtmächtigkeit konnte nicht festgestellt werden, dürfte aber bei 3 bis 4 m liegen.

Die natürliche remanente Magnetisierung J_{nr}^{m} nimmt in diesem Fall zur Gangmitte hin zu und hat eine stabile mittlere Richtung von Dec 30° und Inc $+70^\circ$; die Suszeptibilität



VH 1-22

Abb. 58 12 m mächtiger Olivinbasalt-Gang im Aufstieg zum Vikurvatn (Reydarfjördur-Gebiet)

Variation der magnetischen Eigenschaften und Remagnetisierung des Nebengesteins

variiert gegenläufig. Die Remagnetisierung des Nebengesteins ist in der Intensität fast unmerklich; die mittlere Richtung der J_{nrn} des Nebengesteins beträgt Dec 280° und Inc $+70^{\circ}$. Für die außergewöhnliche Variation der Magnetisierung des Ganges kann hier keine Erklärung gegeben werden; die Korngrößenverteilung der Erze ist normal mit den kleinsten Körnern am Gangrand.

Das Ergebnis der Untersuchung des 5 m mächtigen Ganges RF 34-44 ist in der Abb. 57 zu sehen. Der Gang ist am Strand der Reydarfjördur-Nordküste etwa 2.5 km östlich der Abzweigung zum Vikurvatn aufgeschlossen und gehört dem Bardsnes-Gangschwarm an. Sowohl Gang wie Nebengestein sind invers magnetisiert. Der Gang ist unterteilt in mehrere Segmente mit waagrechter und verschieden dicker Säulung, die auf eine mehrfache Intrusion schließen lassen. Dementsprechend sind die magnetischen Eigenschaften komplex. Das Maximum der J_{nrn} wurde in der feingesäulten Partie gemessen. Nicht zu entscheiden ist, ob dieses Maximum ein Ergebnis der Remagnetisierung ist, oder bereits durch die Korngrößenverteilung erklärt werden kann.

Die Anschliffe der Proben RF 23-44 geben Anzeichen einer hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite. In der mittleren Partie des Ganges wurde der Grad der Hochtemperatur-Oxydation Ox I und Ox II beobachtet, während in den äußeren Partien mit der feineren Säulung Ox II/III vorherrscht. Die $I_s T$ -Kurven sind vom Typ Buckel mit Curie-

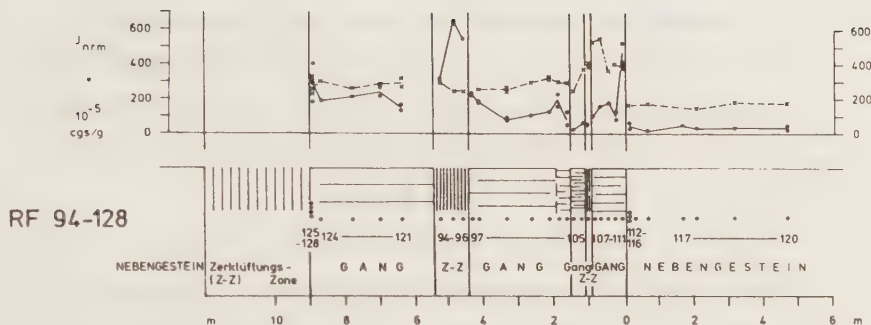


Abb. 59 10 m mächtiges Gangsystem (zusammengesetzter Gang RF 111-128) aus dem Bardsnes-Gangschwarm an der Norküste des Reydarfjördur (vg. Text)

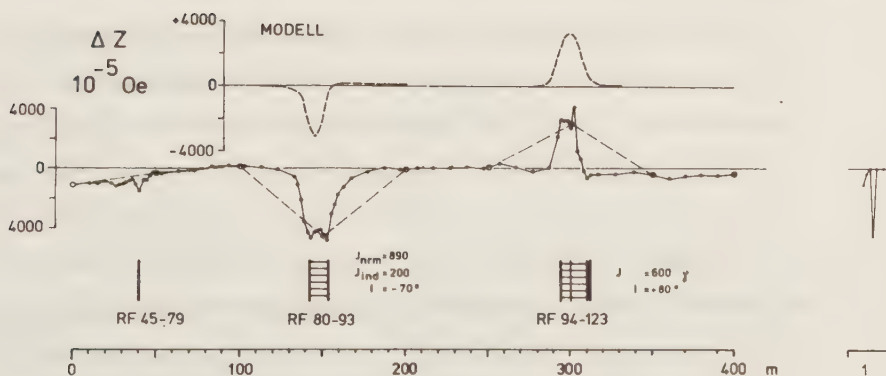


Abb. 60 Spezialprofil (ΔZ) mit engem Punktabstand über das Gangsystem RF 111-128 und benachbarter Gänge (ausführliche Legende und Text vgl. Abb. 18 Kap.2)

temperaturen über 550 °C und nur in der mittleren Partie des Ganges entsprechend dem niedrigen Grad der HTO mit T_c von 360 / 480 °C. Die $I_s T$ -Kurven enthalten also keine Aussage mehr über die primären Titanomagnetite, sondern spiegeln nur die unterschiedlich intensive hydrothermale Veränderung der Fe-Ti-Oxyde wieder.

Ebenfalls auffallend hydrothermal verändert sind die magnetischen Eigenschaften des 12 m mächtigen Ganges VH 8-18 am Aufstieg zum Vikurvát (Reydarfjörður-Gebiet) (Abb. 58). Der Gang bildet an dieser Stelle die Fallstufe eines Wasserfalls und konnte daher nur zur Hälfte beprobt werden. Die Variation der natürlichen Remanenz J_{nrm} ist gering mit höheren Werten nur unmittelbar am Rand des Ganges und wird der Korngrößenvariation der Titanomagnetite zugeschrieben (Erzmikroskopie). Der Titanomagnetit erscheint nahezu homogen mit sehr seltenen Entmischungslamellen von Ilmenit (HTO Ox II); die weißliche Reflexionsfarbe deutet bereits auf eine hydrothermale Veränderung hin.

Die thermomagnetische Untersuchung zeigt, daß sich nur in der Gangmitte die ursprüngliche Zusammensetzung der Titanomagnetite entsprechend dem HTO Ox II nahezu erhalten hat; die $I_s T$ -Kurven sind vom Typ Buckel. Die Abkühlungskurve der Probe aus der Mitte des Ganges zeigt einen Curiepunkt von 110 °C, der zu vergleichen ist mit der T_c von 220 °C beim Aufheizen. Die Curietemperaturen der hydrothermal ver-

änderten Proben vom Typ Buckel oder Kink sollten daher als Pseudo-Curietemperaturen bezeichnet werden, da sie keine Aussage liefern über die Zusammensetzung der Titanomagnetite (vgl. hierzu die I_sT -Kurven des 20 m mächtigen Ganges Mj in der Abb. 61).

Die Abb. 59 zeigt ein Beispiel für den mitunter komplizierten Aufbau von zusammengesetzten Gängen und damit auch der komplizierten magnetischen Eigenschaften. Das etwa 10 m mächtige Gangsystem gehört zum Bardsnes-Gangschwarm und ist an der Küste des Reydarfjördur aufgeschlossen. Diese Zone liegt in der Laumontit-Facies (WALKER 1960); die Gesteine sind also hydrothermal bis etwa 150 °C beansprucht worden. Dementsprechend sind die magnetischen Eigenschaften:

Der Grad der primären deuterischen Oxydation überwiegt bei diesem Gang mit Ox I/II; alle I_sT -Kurven sind vom Typ Buckel mit Curietemperaturen über 500 °C. Nur in der Mitte des 3 m mächtigen Teilganges RF 121-128 ist eine Curietemperatur von 385 und 560 °C in der Aufheizkurve und von 540 und 125 °C in der Abkühlungskurve, die der I_sT -Kurve für Proben des HTO Ox II annähernd entspricht, zu erkennen. Die I_sT -Kurven des Nebengesteins sind vom Typ Buckel-Kink mit T_c über 580 °C.

Das Gangsystem RF 94-128 ist überwiegend normal magnetisiert, allerdings mit einer großen Streuung der Richtung der natürlichen Remanenz, was auf eine viskose Magneti-

sierung hindeutet. Eine Ausnahme davon ist die Magnetisierung des 1 m mächtigen Teilganges RF 107-111 am östlichen Rand des Gangsystems mit einer inversen Richtung der natürlichen Remanenz Dec 350° und Inc -70° . Der östliche Kontakt des Nebengesteins ist in der gleichen (außergewöhnlichen) Richtung magnetisiert.

Ein Spezial-Profil (ΔZ) mit engem Punktabstand über dieses Gangsystem und benachbarter Gänge des Bardsnes-Gangschwarmes ist in der Abb. 60 dargestellt. Die Modellrechnung mit den eingesetzten mittleren Werten für die pauschale Magnetisierung und Richtung der Remanenz zeigt insbesondere bei dem invers magnetisierten Gang RF 80-93, daß eine Remagnetisierung mit zu berücksichtigen ist. Die Variation der natürlichen Remanenz dieses invers magnetisierten Ganges mit den Maximalwerten am Rand ähnelt dem gezeigten Beispiel des Ganges VH 1-22 in der Abb. 58.

Die Variation einiger Parameter der Magnetisierung des 20 m mächtigen Ganges Mj L-5, der an der Küste des Mjölfjördur beprobt wurde, ist in der Abb. 61 zu sehen. Der Gang hat ausgesprochen gabbroiden Charakter; die Körner sind so groß, daß die Variation der Korngrößenverteilung bereits mit dem bloßen Auge erkannt werden kann. Es wird daher angenommen, daß der Gang sehr langsam abgekühlt ist. Zu erwarten wäre daher eine vollständige interne Entmischung der Titanomagnetite und entsprechend ein HTO Ox III,

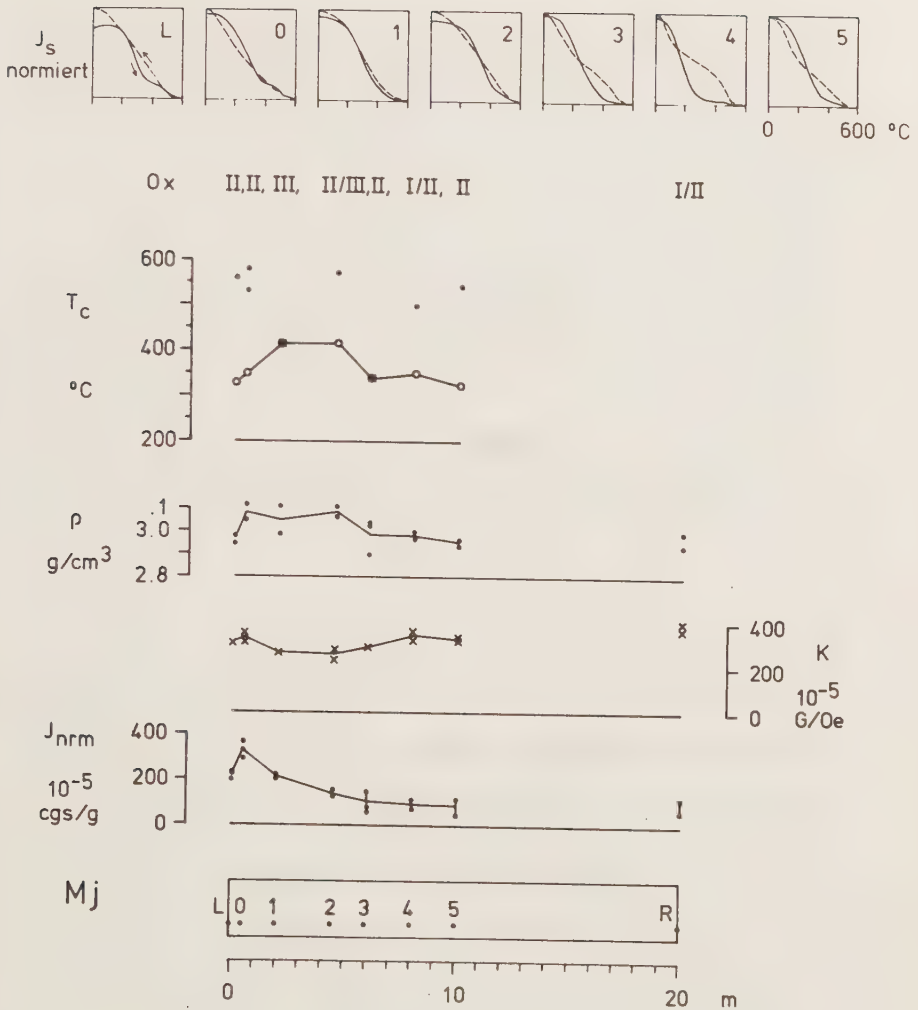


Abb. 61 Variation der Parameter der Magnetisierung des 20 m mächtigen Ganges Mj L-5 aus dem Mjöifjörður

Die Diskrepanz zwischen den niedrigen HTO Ox und den teilweise hohen T_c und die Form der $I_s T$ -Kurven sind der hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite zuzuschreiben. Beachtenswert sind insbesondere die T_c der Proben 3-5 (vgl. Text)

während bei der Erzmikroskopie nur überwiegend der HTO Ox II beobachtet wurde. Die $I_s T$ -Kurven bestätigen diesen niedrigen HTO Grad, obwohl sie Anzeichen einer tiefgreifenden hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite offensichtlich machen. Die $I_s T$ -Kurve des Gangsaumes hat den Typ Buckel. Besonders interessant sind die $I_s T$ -Kurven mit den niedrigen Curiepunkten ($\overleftarrow{T}_c$) in der Abkühlungskurve der Proben aus der mittleren Partie des Ganges:

Mj 3	$\overrightarrow{T}_c = 340$	$\overleftarrow{T}_c = 530 / 200$	in °C
Mj 4	$\overrightarrow{T}_c = 250 / 500$	$\overleftarrow{T}_c = 530 / 110$	
Mj 5	$\overrightarrow{T}_c = 325 / 545$	$\overleftarrow{T}_c = 530 / 170$	

Es kann vermutet werden, daß die niedrigen Curietemperaturen in der Abkühlungskurve von durchschnittlich etwa 170 °C einen Hinweis auf die ursprüngliche Zusammensetzung des primären Titanomagnetits geben. Bestätigt wird diese Annahme durch die Bestimmung eines hohen Anteils an Ulvöspinell bei der Mikrosondenanalyse. Die Titanomagnetite der Probe Mj 42 haben etwa 64 Mol % Ulvöspinell, was einer Curietemperatur von etwa 100 °C entspricht (vgl. Tabelle 11).

Die größer werdenden Curietemperaturen von der Mitte zum Rand des Ganges werden durch eine zunehmend intensive hydrothermale Veränderung erklärt. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist weiterhin, daß die hydrothermale Veränderung beim Gang Mj weder makroskopisch noch mikroskopisch zu erkennen war.

ANGENHEISTER et al. (1977) diskutieren bei der Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme die thermomagnetischen Eigenschaften von Gängen mit zunehmender Tiefe. Entscheidend geht dabei der durch die interne Entmischung gebildete Magnetit mit seiner hohen Curietemperatur ein. Wie aus dem Histogramm der Curietemperaturen in der Abb. 45 ersichtlich ist, haben die untersuchten Gänge durchschnittlich eine tiefere Curietemperatur als die Laven. In diesem Zusammenhang der Abschätzung der Curietiefe von Gangschwärmen ist nun die Untersuchung der Frage interessant, bei welcher Gangmächtigkeit die interne Entmischung der Titanomagnetite einsetzt.

Zur Beurteilung der internen Entmischung der Titanomagnetite bietet sich der Grad der Hochtemperatur-Oxydation (HTO Ox) an: Ein vollständig intern entmischter Titanomagnetit liegt erst bei HTO Ox III vor. Wie in Kap. 4.2.4 erörtert wurde, werden die thermomagnetischen Eigenschaften des Magnetits bei HTO Ox III erreicht.

In der Tabelle 13 ist der beobachtete Grad der Hochtemperatur-Oxydation der einzelnen Gänge gegen die Gangmächtigkeit aufgetragen. Abgesehen von der großen Streuung, wird der HTO Ox III erst bei einem 9 m mächtigen Gang erreicht, während der eben beschriebene 20 m mächtige Gang Mj noch einen mittleren HTO Ox II hat. Homogene Titanomagnetite (HTO Ox I) wurden bis zu einer Gangmächtigkeit von 6 m be-

obachtet.

WALKER (1959) beschreibt die geologische Untersuchung von 570 Gängen aus dem Reydarfjördur-Gebiet, deren Verteilung in lateraler Richtung zu dem Modell der Krustenausdehnung durch die Intrusion von Gangschwärmen führte; ein Modell, was auch zur Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien eine große Wahrscheinlichkeit hat. Die mittlere Mächtigkeit der Gänge gibt WALKER mit 11 Fuß (= 3.35 m) an. Nach der Tabelle 12 sind bei dieser Gangmächtigkeit HTO Ox I bis II zu erwarten; d.h. daß die Träger der primären Magnetisierung für einen Gang mit durchschnittlicher Mächtigkeit homogene oder nur partiell entmischte Titanomagnetite sind.

Die höheren Curietemperaturen des Histogramms der T_c (Abb. 45) der älteren Gesteine (z.B. tertiäre Gänge und Laven) sind ein Ergebnis der hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite, die im Kap. 5 näher erläutert werden soll.

Tabelle 13 Interne Entmischung der Titanomagnetite.
Grad der Hochtemperatur-Oxydation (HTO Ox) bei
unterschiedlicher Mächtigkeit der Gänge

Gang-Mächtigkeit in m	HTO Ox				
	I	I/II	II	II/III	III
0.15	X				
0.5	X				
1.0	X X				
1.5	X				
2.0	X	X			
2.5		X			
3.0	X	X X X	X		
4.0	X			X	
5.0	X		X X	X	
6.0	X	X			
7.0			X		
9.0					X
12.0			X		
15.0					X
20.0		X	X	X	
150.0					X

4.4 Remagnetisierung an Kontakten von Gängen und Laven

Bei der Intrusion eines Ganges oder beim Überfließen einer Lava durch eine weitere wird der Kontakt erhitzt. Das Nebengestein kann in einem gewissen Bereich des Kontaktes über die Curietemperatur erwärmt werden und bei der Abkühlung eine neue Thermoremanenz in der Richtung des erdmagnetischen Feldes erwerben. Das Gestein wird remagnetisiert. Eine gewisse Bedeutung mag auch eine hydrothermale Veränderung der Fe-Ti-Oxyde haben, wenn beispielsweise poröse mit Wasser gesättigte Laven wiedererhitzt und dabei überhitzter Wasserdampf bis an die Basis der Lava durchgeblasen wird.

Die häufig beobachtete Übereinstimmung der Richtung der Magnetisierung eines Ganges und dessen Kontaktes oder des Kontaktes einer Lava ist ein wichtiges Argument für die Hypothese der Feldumkehr des Erdmagnetfeldes. So gibt es zwar einige Untersuchungen (z.B. DOELL 1972) der Richtung der Remanenz an Gang- oder Lavakontakten, aber überhaupt keine systematischen Untersuchungen der Änderung der magnetischen Eigenschaften wie beispielsweise Intensität der Magnetisierung, Suszeptibilität, Curietemperatur und insbesondere des Bereichs der Remagnetisierung des Nebengesteins eines Ganges oder einer Lava. Dies ist umso verwunderlicher, als die Remagnetisierung in einer ganzen Reihe von Modellen zur Abschätzung der Magnetisierungs-

verteilung im tieferen Untergrund wesentlich eingeht
(SCHÖNHARTING 1969, ANGENSEISTER et al. 1977).

Nach den Arbeiten von WALKER (1959) im Reydarfjördur-Gebiet beträgt der Anteil der Gänge an der Krustenausdehnung auch im Zentrum der Gangschwärme meist weniger als 10 % (in Meereshöhe). Bei der Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme muß nun, um plausible Parameter der Magnetisierung einsetzen zu können, eine Zunahme der Anzahl der Gänge in größerer Tiefe und eine wesentliche Remagnetisierung des Nebengesteins angenommen werden. Zur Frage nach dem remagnetisierten Volumen des Nebengesteins an Gangkontakten (oder Lavakontakten) versuchen die folgenden Untersuchungen eine Antwort.

JAEGER (1957, 1961) und MUNDY (1968) haben die Temperaturverteilung in Intrusionen, Effusionen und deren Umgebung berechnet. Bei der Beschränkung auf Wärmeleitung wird die Erwärmung des Nebengesteins durch die Wärmeleitungsgleichung beschrieben:

$$\rho \cdot c \frac{\partial T}{\partial t} = \operatorname{div} (\lambda \operatorname{grad} T) + A ;$$

mit c = spezifische Wärme, λ = Wärmeleitfähigkeit
und A = Wärmemenge pro Volumen und Zeit

Zur Lösung der Wärmeleitungsgleichung nach MUNDY (1968) wird angenommen, daß bei der Kristallisation des Magmas

die Schmelzwärme L im Temperatur-Intervall $T_2 - T_1$ frei wird:

$$A = \frac{L \cdot \vartheta}{T_2 - T_1} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} ;$$

Für eine unendlich ausgedehnte Platte ergibt sich die Wärmeleitungsgleichung dabei als:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\vartheta \cdot c} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial t^2} - \vartheta \frac{L}{c(T_2 - T_1)} \frac{\partial T}{\partial t} \right) ;$$

mit $\vartheta = 1$ für $T_1 \leq T \leq T_2$
 $\vartheta = 0$ sonst

Wenn die Anfangsbedingungen der Temperatur bekannt sind, kann diese Gleichung als Differenzen-Gleichung geschrieben und iterativ gelöst werden.

Die Abb. 62 zeigt die nach dem Verfahren von MUNDY (1968) berechnete maximale Temperatur in der Umgebung eines Ganges (SCHÖNHARTING 1969). Die horizontale Entfernung X vom Gang der Mächtigkeit D ist als relative Entfernung X/D und in der Vertikalen neben der Tiefe Z in km die ungestörte Temperatur T_0 in $^{\circ}\text{C}$ aufgetragen. Aus dem Diagramm ist nun ersichtlich, in welchem Bereich der Umgebung des Ganges die Temperatur über die Curietemperatur des Nebengesteins gestiegen ist. Für Gänge nahe an der Erdoberfläche, die in Island für eine Probenentnahme zugänglich sind,

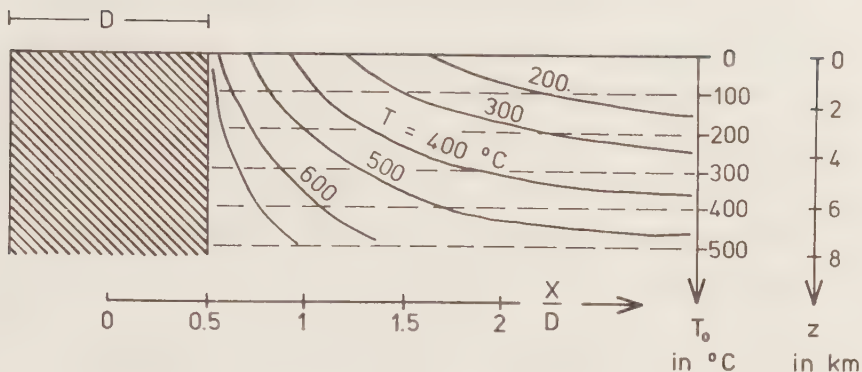


Abb. 62 Maximale Temperatur in der Umgebung eines Ganges der Mächtigkeit D (Nach SCHÖNHARTING 1969, Fig. 39a)

(T_0 = ungestörte Temperatur in Island bei einem Temperaturgradienten von $65 \text{ } ^\circ\text{C/km}$)

beträgt der Remagnetisierungsbereich nach dieser Abschätzung nur einen Bruchteil der Gangmächtigkeit (i.a. kleiner als 30 %).

In den beiden vorangegangenen Kap. 4.3.2 und Kap. 4.3.3, die die magnetischen Eigenschaften von Gängen und Laven behandelten, waren bereits eine Reihe von Beispielen zur Remagnetisierung des Nebengesteins an den Kontakten von Intrusionen und Effusionen enthalten. Ein weiteres Beispiel zur Remagnetisierung an einem Gangkontakt ist in der Abb. 63 dargestellt. Der 4.5 m mächtige normal magnetisierte Gang (181- 191) ist in eine invers magnetisierte

Lava intrudiert. Die Richtung der Magnetisierung des Nebengesteins ist nur bis etwa 0.5 m vom Kontakt entfernt umgekehrt worden. Die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung J_{nrm} ist etwa im doppelt so großen Bereich verändert; unmittelbar am Kontakt ist wiederum eine Abnahme der Magnetisierung zu beobachten, die möglicherweise durch eine Martitisierung zu erklären ist.

In der Tabelle ¹⁴ sind die Untersuchungen zur Remagnetisierung an Gang- und Lavakontakten zusammengefaßt. Tabelliert ist u.a. der Bereich, in dem die natürliche Remanenz als Folge der Remagnetisierung (J_{re}) auf den doppelten Betrag der ungestörten Remanenz (J_{nrmo}) angestiegen ist. In Prozent der Gangmächtigkeit ausgedrückt entspricht dieser Remagnetisierungsbereich recht gut der oben gegebenen Abschätzung der Remagnetisierung nach MUNDY (1968). Die Intensität der remagnetisierten natürlichen Remanenz ist durchschnittlich fast um den Faktor 10 größer, was ganz wesentlich ist für die Beurteilung der pauschalen Magnetisierung der Gänge zur Störkörperberechnung.

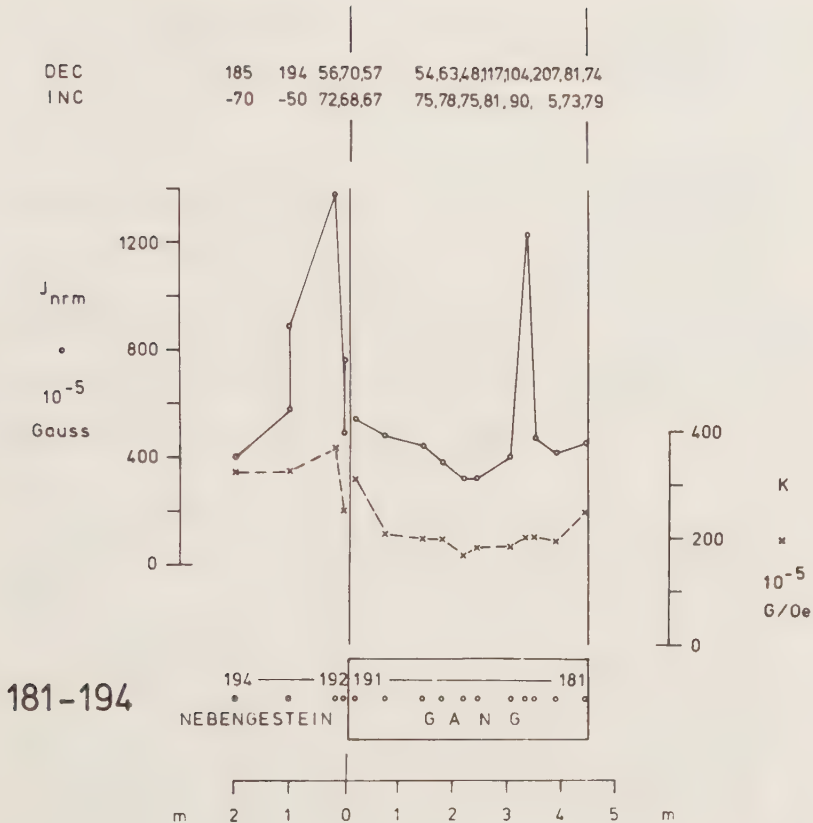


Abb. 63 Remagnetisierung des Nebengesteins (invers magnetisierte Lava) durch einen 4.5 m mächtigen Gang des Reydarfjördur-Gangswarmes

Die Lokalität liegt 500 m östlich von Helgustadir an der Küste des Reydarfjördur und im Bereich der propylisierten Zone des Reydarfjördur-Zentralvulkans. Die magnetischen Eigenschaften von Gang und Lava sind hydrothermal verändert:

Gang : HTO Ox II, I_s T-Typ Buckel, $T_c = 470, (550) ^\circ C$
 Nebengestein: HTO Ox II/III, Kink, $T_c = 565 ^\circ C$

5. Hydrothermale Veränderung der primären magnetischen
Eigenschaften der Basalte

Die Meßgebiete der Feldmagnetik Nordost- und Ost-Island bieten zugleich eine gute Gelegenheit zum Studium der postgenetischen Veränderungen der primären magnetischen Eigenschaften der Basalte. Während in der 'Jungvulkanischen Zone' die primären Eigenschaften weitgehend erhalten sind, werden die Veränderungen mit zunehmender Entfernung von der zentralen Zone auffallender.

Träger der primären magnetischen Eigenschaften sind Titanomagnetite, deren Zusammensetzung vor allem durch den Sauerstoffpartialdruck bei der Kristallisation bestimmt wird (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964). Wie bereits bei den Untersuchungen der Laven und Gänge (Kap. 4.3) gezeigt wurde, sind neben dem Sauerstoffpartialdruck der Gas-Wasser-Gehalt, die Abkühlungsgeschichte und der Einfluß von Luftsauerstoff von Bedeutung.

Die Veränderungen der primären magnetischen Eigenschaften werden hauptsächlich durch folgende Prozesse bewirkt:

- a. Wiedererhitzung (siehe Kap. 4.4)
- b. Tieftemperatur-Oxydation (wobei hier die Alterung und Verwitterung der Gesteine bei Temperaturen unter 50 °C verstanden wird)

- c. Hydrothermale Veränderung (wesentliche Kennzeichen sind wässrige Lösungen bei Temperaturen von 50 bis 300 °C)

In Ost-Island können die regionalen hydrothermalen Veränderungen nur bei Temperaturen von weniger als 200 °C untersucht werden.

In den Histogrammen einiger Parameter der Magnetisierung, die in Kap. 4 gezeigt wurden, sind die Veränderungen der primären magnetischen Eigenschaften als regionaler Effekt bereits deutlich geworden. Bei der Diskussion der J_{nrn} , K, Q-Faktor und Curietemperatur konnte auf die systematische Variation mit zunehmender Entfernung vom Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone' und damit mit zunehmendem Alter und intensiverer hydrothermalen Metamorphose der Gesteine hingewiesen werden.

Zunächst erscheint es einfacher, die hydrothermalen Veränderungen der Parameter der Magnetisierung lokal zu untersuchen, was an Hand folgender Beispiele geschehen soll.

5.1 Lokale hydrothermale Veränderungen der Magnetisierung am Beispiel von postglazialen Gängen und Pillows

Eine beginnende hydrothermale Veränderung der Magnetisierung kann am besten bei Gesteinen beschrieben werden, deren primäre magnetische Eigenschaften als bekannt vorausgesetzt werden können, wie dies bei dünnen Gängen der Fall ist. Bei deren schneller Abkühlung bleibt die primäre Zusammensetzung der Titanomagnetite erhalten, wobei für Tholeiite eine mittlere Curietemperatur von 144 °C erwartet werden kann (PETERSEN 1976).

Das Südprofil A 70 der Bodenmagnetik (ΔZ) überquert im Bereich der Moberg-Formation westlich des Sulendur einen Gangschwarm, der in das Postglazial oder Pleistozän eingestuft werden kann. Von drei dieser Gänge wurden aus der Gangmitte und vom Rand Proben entnommen (Abb. 64). Die Remanenz variiert zwischen 2000 Gamma in der Mitte bis 8000 Gamma am Rand (1.5 m mächtiger Gang S 1,2), was zunächst der Variation der Korngröße der Titanomagnetite zugeschrieben wird. Unter dem Erzmikroskop sind homogene bräunliche Titanomagnetit-Skelettkristalle (HTO Ox I) zu erkennen, die in den Randpartien der Gänge etwas heller (weißlich) in der Reflexionsfarbe und anisotrop sind.

In der Abb. 64 ist die Variation der Curietemperaturen dieser drei Gänge von außen nach innen dargestellt. Bei der geringen

Mächtigkeit der Gänge wären außen wie innen Quenchphasen der Titanomagnetite mit niedrigen Curietemperaturen zu erwarten. Gemessen wurden hingegen am Rand der Gänge höhere Curietemperaturen als in der Mitte; beim Gang 1 (15 cm mächtig) beträgt dieser Anstieg der Curietemperatur zum Gangsaum hin 130 °C.

Weiterhin zu beobachten ist bei dem Gang 2 (1.5 m mächtig) ein leichter Anstieg der Sättigungsmagnetisierung beim Aufheizen bis 60 °C, während bei dem Gang 1 in den randlichen Partien bereits I_s -T-Kurven vom Typ Buckel (Maximum der I_s bei 80 °C) ausgeprägt sind.

Dafür soll folgende Erklärung gegeben werden: Eine Remagnetisierung der Gänge untereinander durch direkte Wärmeleitung scheidet wegen des zu großen Abstandes der Gänge aus (vgl. Kap. 4.4 Abb. 63). Es sollte daher eine hydrothermale Veränderung der primären magnetischen Eigenschaften diskutiert werden. Für die Hyaloklastite, die das Nebengestein der Gänge sind, kann ein hoher Wassergehalt angenommen werden. Dieses Wasser wurde bei der Intrusion der Gänge überhitzt und bewirkte in den randlichen Partien der Gänge die beobachtete hydrothermale Veränderung der primären homogenen Titanomagnetite.

Ein weiteres Beispiel einer lokalen hydrothermalen Veränderung der magnetischen Eigenschaften eines Pillows

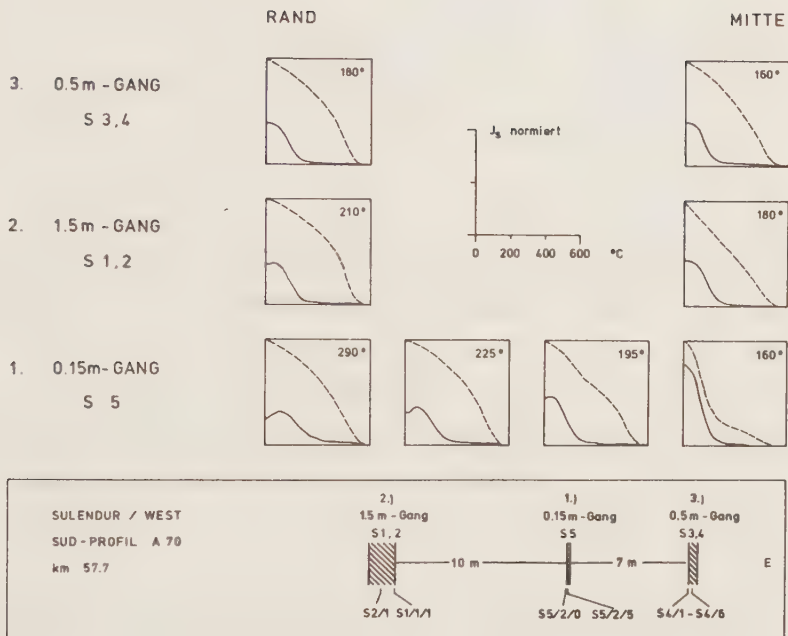


Abb. 64 Hydrothermale Veränderung der magnetischen Eigenschaften (hier I_s -T-Kurven) dreier postglazialer (? pleistozäner) Gänge in der Moberg-Formation westlich vom Sulendur (vgl. Text)

zeigt die Abb. 65. Zwei Pillows von vergleichbarer Größe (Pillow Askja $\varnothing$ 24 cm und Pillow Namaskard $\varnothing$ 26 cm) wurden vom Rand zur Mitte untersucht. Der Pillow Askja (ASK II/0 bis II/5) stammt aus dem Schlackensack der Askja-Lava von 1961 und der Pillow Namaskard (N 7/1 bis 7/13) aus dem Solfatarenfeld Namaskard; beides Lokalitäten im Zentrum der 'Jungvulkanischen Zone'.

Die primären magnetischen Eigenschaften des Askja-Pillows sind unverändert: Träger der Magnetisierung ist ein homogener Titanomagnetit mit einer Curietemperatur von 50°C ; der Rand des Pillows ist partiell unter Einfluß von Luft-sauerstoff oxydiert (I_{ST} -Typ 2). Die Remanenz variiert zwischen 600 Gamma innen und 1800 Gamma außen. Die mittlere Suszeptibilität beträgt 70×10^{-5} G/Oe.

Der Namaskard-Pillow (N 7) stammt aus einer Zone intensiver hydrothermaler Tätigkeit im Solfatarenfeld vom Rücken des Namafjall. Ein Härtling von Pillows, äußerlich bereits stark verändert, steht mitten in einem Bereich mit Exhalationen, Schlammstöpfen und tonigen Umwandlungsprodukten der Hyaloklastite. Unter der Annahme, daß die primären magnetischen Eigenschaften des Namaskard-Pillows denen des Askja-Pillows in etwa entsprechen, kann eine starke Veränderung diskutiert werden. Die Remanenz ist keineswegs zerstört: Sie variiert zwischen 200 Gamma in der Mitte des Pillows und 1400 Gamma am Rand. Die mittlere

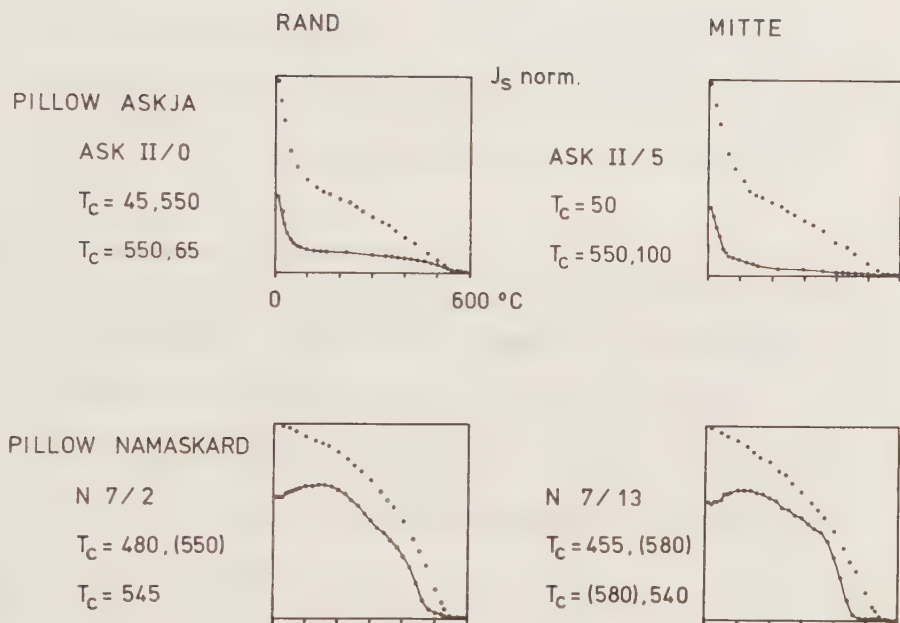


Abb. 65 Variation der $I_s T$ -Kurven am Rand und in der Mitte eines Pillows ($\varnothing = 24$ cm) von der Askja (Ausbruch im Jahr 1961) und eines Pillows ($\varnothing = 26$ cm) vom Namaskard aus dem Solfatarenfeld (Curietemperatur T_c in °C)

Es soll die hydrothermale Veränderung der magnetischen Eigenschaften am Beispiel des Namaskard-Pillows gezeigt werden, unter der Annahme, daß dessen primäre magnetische Eigenschaften dem Askja-Pillow entsprechen.

Suszeptibilität beträgt 160×10^{-5} G/Oe.

Die Erzmikroskopie bringt keine weitere Erkenntnis über die Träger der Magnetisierung, da die Korngröße für eine Identifizierung der Titanomagnetit-Phase nicht ausreicht; zu beobachten ist eine intensive Rotfärbung.

Die I_s -T-Kurven sowohl von Proben aus der Mitte des Namaskard-Pillows als auch vom Rand sind als "Buckel" mit Curiepunkten über 400°C ausgeprägt. In der Abkühlungskurve ist ein weiterer Anstieg der I_s zu beobachten. Der Träger der Magnetisierung ist ein hydrothermal veränderter Titanomagnetit, der aus dem primären und vermutlich homogenen Titanomagnetit abzuleiten ist.

Bei einer noch intensiveren hydrothermalen Beanspruchung der Basalte kann es zu einer Zerstörung der Magnetisierung kommen, wie sie bereits in Kap. 2.4.4 bei der Diskussion der Interpretation der negativen Anomalien über den Hochthermalfeldern Namaskard und Peistareykir beschrieben und durch die Untersuchung der Suszeptibilität von Proben aus einer Bohrung im Namaskard von KRISTJANSSON (1976) bestätigt wurde (siehe Abb. 22).

5.2

Regionale hydrothermale Veränderungen

Der Einfluß der hydrothermalen Metamorphose auf die magnetischen Eigenschaften von Basalten ist bekannt (ADE-HALL et al. 1971), wird aber bei der Diskussion der Veränderung der Magnetisierung mit zunehmender Tiefe häufig nicht beachtet.

Die grundlegende Arbeit von ADE HALL et al. (1971) über die hydrothermale Veränderung der Fe-Ti-Oxyde beruht ganz wesentlich auf der Beschreibung der Zeolith-Facies der Sequenz der tertiären Flutbasalte im Reydarfjördur (Meßgebiet Ost-Island) von WALKER (1960). Die Abb. 66 veranschaulicht die Zonen gleicher Zeolithisierung parallel zur ursprünglichen Oberfläche, die die unter 4° bis 7° zur 'Jungvulkanischen Zone' einfallenden Flutbasalte schneiden.

Im Detail ist diese zonale Verteilung der Zeolithe nochmals in der Abb. 67 dargestellt. Die maximale Tiefe der Versenkung entspricht einer steigenden Temperatur. WALKER (1960) beschreibt keinen Prehnit und nur selten Epidot in der ostisländischen Lavensequenz. Die stärksten Veränderungen mit einer Propylitisierung der Gesteine wurden im Bereich der Zentralvulkane festgestellt.

Die Abschätzung des "fossilen" Temperatur-Gradienten für Ost-Island in der Abb. 68 resultiert aus Überlegungen der

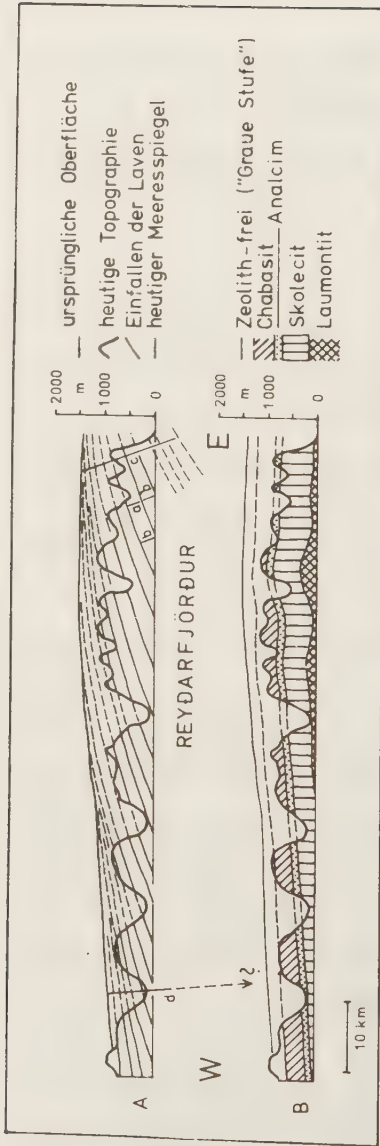


Abb. 66 Stapel der tertiären Flutbasalte im Reydarfjörður-Gebiet und Zonen gleicher sekundärer Zeolithisierung parallel zur ursprünglichen Oberfläche nach WALKER (1960)

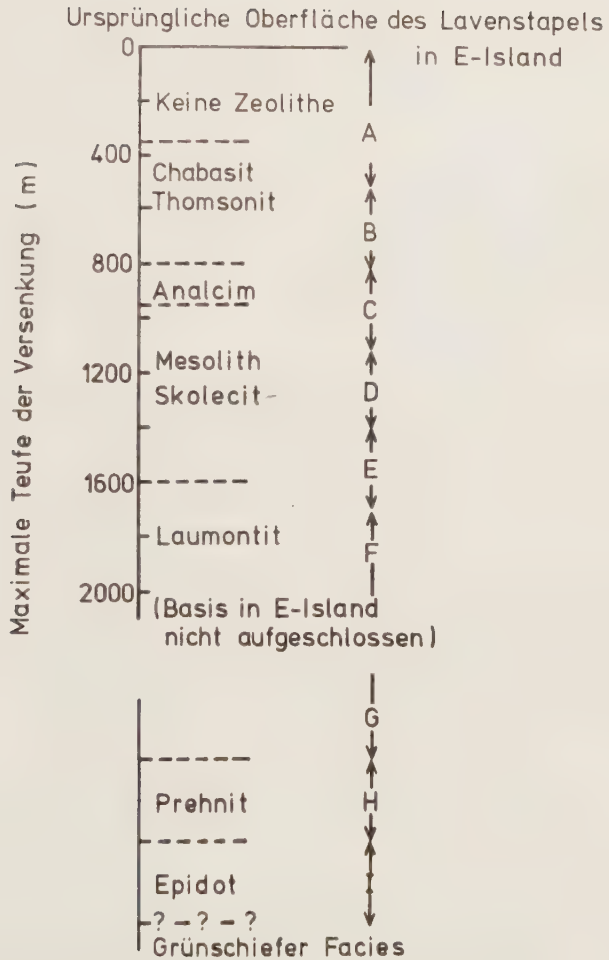


Abb. 67 Sekundäre Zeolithisierung der Sequenz der tertiären Flutbasalte im Reydarfjördur-Gebiet und (ohne Maßstab) der Keweenawan-Laven im Portage Lake-Gebiet

nach: ADE HALL et al. (1971) Fig. 1

Stabilität der verschiedenen Zeolithe (ADE HALL et al. 1971). Der abgeleitete "fossile" Temperatur-Gradient von $115^{\circ}\text{C}/\text{km}$ stimmt gut mit direkten Messungen des Temperatur-Gradienten in Bohrungen in Nicht-Thermalgebieten im Bereich der heutigen Riftzone überein (BÖDVARSSON & PALMASON 1961, PALMASON 1973; siehe Abb. 5), während heute in Ost-Island die niedrigsten Temperatur-Gradienten der ganzen Insel mit $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ gemessen wurden.

Die Temperatur der hydrothermalen Erwärmung der Basalte in der höchsten Metamorphose-Stufe, die in Ost-Island aufgeschlossen ist, beträgt demnach weniger als 150°C und liegt nur für einige homogene Titanomagnetite über der primären Curietemperatur. Die tiefgreifenden Veränderungen der primären magnetischen Eigenschaften der Basalte sind daher vor allem durch die Einwirkung von wässerigen Lösungen bei dieser Temperatur zu verstehen.

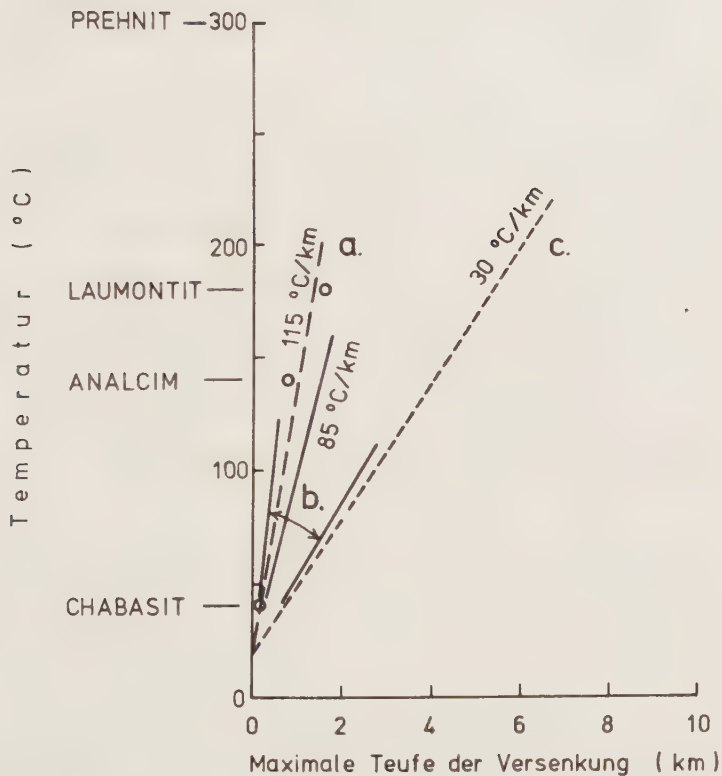


Abb. 68 Abschätzung des "fossilen" Temperatur-Gradienten der ostisländischen Lavasequenz nach ADE HALL et al. (1971) Fig. 2

Die offenen Punkte bezeichnen die Bildungstemperatur der verschiedenen Zeolithe und die Linie a den daraus resultierenden Temperatur-Gradienten von 115 °C/km. Die Linie b entspricht dem mittleren Temperatur-Gradienten von direkten Messungen in Nicht-Thermal-gebieten von 85 °C/km.

5.3 Zusammenfassende Diskussion der beobachteten Ver-
änderungen der magnetischen Eigenschaften der
Basalte

In den vorausgegangenen Kapiteln wurden die magnetischen Eigenschaften von basaltischen Laven und Gängen beschrieben, die für die Störkörperberechnung der geomagnetischen Anomalien von Bedeutung sind. Es sollte dabei bereits deutlich geworden sein, daß die primären magnetischen Eigenschaften der Basalte insbesondere für die Störkörperberechnung in Gebieten mit älteren Gesteinen oder für Störkörper in größerer Tiefe nicht mehr repräsentativ sind.

Die primären magnetischen Eigenschaften der Basalte werden von den Titanomagnetiten bestimmt, deren Zusammensetzung hauptsächlich von der Sauerstoff-Fugazität bei der Kristallisation abhängt. Diese primären Titanomagnetite in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung sind u.a. als Quenchphasen in den ersten Erstarrungsprodukten der Laven oder in geringmächtigen Laven und Gängen anzutreffen. Kennzeichen der Magnetisierung derartiger Gesteine sind eine hohe natürliche Remanenz, eine geringe Suszeptibilität und damit ein hoher Q-Faktor, der $I_s T$ -Kurven-Typ 1 mit einer niedrigen Curietemperatur (meist unter 200 °C) und der Grad I der Hochtemperatur-Oxydation (vgl. Abb. 69). Erzmikroskopisch sind homogene Titanomagnetite zu beobachten, die häufig als Skelettkristalle ausgebildet sind.

Die meisten der subärisch ausgeflossenen Laven, auch als dünne Ergüsse, die schnell abgekühlt wurden, haben jedoch komplexere magnetische Eigenschaften, die wesentlich durch die Oxydation der Titanomagnetite durch Luftsauerstoff bedingt sind. Zunächst ist mit dieser Oxydation ein Anstieg der Intensität der natürlichen Remanenz, der Suszeptibilität und der Curietemperatur verbunden. Bei intensiver Oxydation im obersten Bereich der Laven wird bei der damit verbundenen Martitisierung die Magnetisierung erniedrigt. Charakteristisch für die Oxydation durch Luftsauerstoff ist der I_sT -Kurven-Typ 2: In der primären Titanomagnetitphase mit einer Curietemperatur meist unter 200°C hat sich eine sekundäre Phase von fast reinem Magnetit mit einer Curietemperatur über 500°C gebildet (s. Abb. 69).

Bei der Wiedererhitzung der Basalte über die Curietemperatur, die beispielsweise bei der Effusion weiterer Laven oder Intrusion von Gängen verursacht wird, ist eine Remagnetisierung zu beobachten. Das Resultat dieser Remagnetisierung ist i.a. ein starker Anstieg der Intensität der Remanenz, der Suszeptibilität und der Curietemperatur. Die für die Wiedererhitzung charakteristische I_sT -Kurve hat den Typ III mit nur einer Curietemperatur oberhalb von 550°C (s. Abb. 69).

Der gleiche I_sT -Kurven-Typ III, der kennzeichnet ist für einen vollständig entmischten Titanomagnetit, wird auch bei sehr mächtigen Laven und Gängen beobachtet und als Ergebnis

einer internen Oxydation erklärt (HARGRAVES & PETERSEN 1971, PETERSEN 1976). Mit dem Erzmikroskop sind Titanomagnetite mit dem Grad III der Hochtemperatur-Oxydation zu erkennen. Voraussetzung für die interne Oxydation ist eine sehr langsame Abkühlung des Magmas, wie sie beispielsweise bei sehr mächtigen Gängen gegeben ist. Wird nun als Kriterium für eine vollständige interne Oxydation der Hochtemperatur-Oxydationsgrad III angenommen, wurde dafür bei den Gängen eine minimale Mächtigkeit von 9 m ermittelt; andererseits wurde bei einem 20 m mächtigen Gang nur der mittlere Hochtemperatur-Oxydationsgrad II beobachtet (vgl. Tabelle 13). Es kann also für Gänge nicht von vorne herein eine höhere Curietemperatur als für Laven angenommen werden (z.B. ANGENHEISTER et al. 1977), da insbesondere die mittlere Gangmächtigkeit in den Gangschwärmen weniger als 3.5 m beträgt (WALKER 1959).

Die bisher diskutierten primären magnetischen Eigenschaften der Basalte durchlaufen neben der bereits beschriebenen Wiedererhitzung über die Curietemperatur weitere Veränderungen bei relativ tiefen Temperaturen. Es wurde unterschieden zwischen einer Tieftemperatur-Oxydation und einer hydrothermalen Veränderung. Unter Tieftemperatur-Oxydation wird hier die Maghemitisierung der Titanomagnetite bei der Alterung und Verwitterung der Gesteine bei Temperaturen von weniger als 50 °C verstanden. Wesentlich für die hydrothermale Veränderung der Titanomagnetite ist die Einwirkung wässriger

Lösungen bei Temperaturen von 50 bis 300 °C. Bei höheren Temperaturen finden hydrothermale Veränderung und Hochtemperatur-Oxydation möglicherweise nebeneinander statt (ANGENHEISTER et al. 1977).

Die hydrothermale Veränderung der Titanomagnetite bei der beginnenden Regionalmetamorphose konnte in Island nur bei Temperaturen von maximal 200 °C bei einer maximalen Versenkung der Gesteine von 1.5 km beobachtet werden. Als Maß für die Temperatur der hydrothermalen Veränderung wurde die Zeolithisierung der Basalte genommen (ADE-HALL et al. 1971). Neben der Regionalmetamorphose scheint die hydrothermale Veränderung auch als lokaler Effekt bei der Intrusion von Gängen oder Effusion von Laven (abgesehen von der Remagnetisierung direkt am Kontakt durch Wiedererhitzung) eine Rolle zu spielen. Weiterhin ist die hydrothermale Veränderung in den Hochthermalgebieten zu beobachten, wo sie bis zur völligen Zerstörung der Magnetisierung der Basalte gehen kann.

Die magnetischen Eigenschaften der Basalte werden durch die hydrothermale Veränderung tiefgreifend beeinflusst. Die Intensität der natürlichen Remanenz nimmt im allgemeinen ab, während die Suszeptibilität zunimmt. Ganz wesentlich werden die thermomagnetischen Eigenschaften der Gesteine verändert. Die Curietemperatur steigt an; die $I_s T$ -Kurven sind durch den Typ "Buckel" und "Kink" charakterisiert.

Kennzeichned für diese I_sT -Kurven-Typen ist ein Anstieg der Sättigungsmagnetisierung sofort beim Aufheizen über die Zimmertemperatur. Beim Typ Buckel wurde ein ziemlich gleichmäßiger Anstieg der Sättigungsmagnetisierung beim Aufheizen mit einem Maximum etwa zwischen 100 und 300 °C beobachtet. Wird nur bis zu diesem Maximum aufgeheizt, steigt beim Abkühlen die Sättigungsmagnetisierung weiter an. Der Typ Kink ist charakterisiert durch einen sehr steilen Anstieg der Sättigungsmagnetisierung bei Temperaturen um 150 °C. Beide Kurventypen sind auch beim Aufheizen nur bis zum Maximum irreversibel. Die Curietemperatur des Typs Buckel liegt unter 500 °C (meist zwischen 300 und 400 °C); der Typ Kink hat dagegen häufig zwei hohe Curietemperaturen: Die eine zwischen 500 und 550 °C und die andere etwas oberhalb von 600 °C (s. Abb. 44 u. Abb. 69). Weitere Untersuchungen zur Klärung dieser eigenartigen thermomagnetischen Eigenschaften stehen noch aus.

Es sollte noch bemerkt werden, daß mit der gesteinsmagnetischen Untersuchung der Laven, Gänge und insbesondere der Gangschwärme keineswegs alle Störkörpertypen zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien behandelt wurden. Es ist anzunehmen, daß in größerer Tiefe vor allem Gabbros als Träger der Magnetisierung in Frage kommen (z.B. ANGHEISTER et al. 1977). Die Untersuchung eines tertiären Gabbros vom Austurhorn (Ost-Island) ergab eine hohe natürliche remanente Magnetisierung von 1850 Gamma (also wesentlich höher als die mittlere Remanenz der tertiären Gänge von 620 Gamma).

6. Zusammenfassung

In den Jahren 1967, 1970 und 1973 wurde in Island die Vertikalkomponente des erdmagnetischen Feldes (ΔZ) auf langen Profilen (insgesamt 934 km) mit 50 m Punktabstand vermessen. Im Meßgebiet Nordost-Island reichen diese Profile von den westlichen tertiären Plateaubasalten über die 'Jungvulkanische Zone', die allgemein als ein Teil der Riftzone des Mittelatlantischen Rückens angesehen wird, bis zu den östlichen tertiären Plateaubasalten. Im Meßgebiet Ost-Island wurde im Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet im Bereich der östlichen tertiären Plateaubasalte gemessen.

Das gesamte Beobachtungsmaterial wurde einheitlich dargestellt und ausgewertet. Zur Trennung lokaler und regionaler Anomalien kamen numerische Wellenlängenfilter und das Verfahren der Feldfortsetzung zur Anwendung. Die Anomalien wurden nach ihrer Halbwertsbreite gruppiert und interpretiert.

Als nicht problematisch hat sich die Interpretation des Schwankungsfeldes (Halbwertsbreite < 100 m) und der Anomalien mit kurzer und mittlerer Halbwertsbreite (0.1 - 1.0 km bzw. 1.0 - 5.0 km) erwiesen, da hierbei vor allem die Oberflächenmorphologie und die bekannte Geologie eingeht. Die wesentlichen Störkörpertypen für diese Anomalien sind Lavagen, Gruppen von Laven mit überwiegend gleicher Polarität

der Magnetisierung, Gänge oder Gangsysteme. Als Besonderheit sind negative Anomalien mit mittlerer Halbwertsbreite zu erwähnen, die über den Hochthermalgebieten gemessen wurden und durch die Zerstörung der Magnetisierung der Basalte durch die intensive hydrothermale Aktivität erklärt wurden.

Die regionalen geomagnetischen Anomalien, die sich im Meßgebiet Nordost-Inland über nahezu alle Profile korrelieren lassen und bezüglich ihrer Halbwertsbreite und Amplitude den Rift-Anomalien über dem Mittelatlantischen Rücken ähneln, ließen sich hingegen nicht eindeutig interpretieren. Sie stehen im auffälligen Gegensatz zur Polarität der Magnetisierung der Oberflächengesteine. Die Korrelierbarkeit dieser Anomalien, die nur innerhalb der 'Jungvulkanischen Zone' gegeben ist, in der Streichrichtung dieser Zone, läßt einen genetischen Zusammenhang der Störkörper der regionalen Anomalien mit der Bildung der 'Jungvulkanischen Zone' vermuten. Die Tiefe der Störkörper-Oberkante ist weniger als 500 m und die minimale Tiefe der Unterkante 3 bis 4 km.

Als Störkörper für die regionalen geomagnetischen Anomalien wurden zunächst Gangschwärme mit jeweils gleicher Polarität der Magnetisierung angenommen: Zum einen sind mehrere km mächtige Körper aufgebaut aus Laven mit überwiegend gleicher Polarität nicht wahrscheinlich, und zum anderen haben Gänge eine wesentlich höhere Magnetisierung als die Laven, wenn

die Remagnetisierung des Nebengesteins mit berücksichtigt wird. Die Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien durch Gangschwärme gleicher Polarität der Magnetisierung wurde von SCHÖNHARTING (1969) übernommen und entspricht dem Modell von BÖDVARSSON & WALKER (1964) zur Erdkrusten-Drift bei gleichzeitiger Gang-Injektion, das aus der Beobachtung solcher Gangschwärme in Ost-Island abgeleitet wurde.

Über eben diesen Gangschwärmen in Ost-Island (Reydarfjördur-Thingmuli Gebiet) wurden die Anomalien (ΔZ) des erdmagnetischen Feldes gemessen. Eine Korrelation der regionalen geomagnetischen Anomalien mit den Gangschwärmen konnte dabei nicht festgestellt werden mit der Ausnahme einer Anomalie mit mittlerer Halbwertsbreite über dem invers magnetisierten Breiddalur-Gangschwarm und zahlreichen Anomalien mit kurzer Halbwertsbreite über einzelnen Gängen und Gangsystemen. Eine einheitliche Polarität der Magnetisierung der Gangschwärme konnte ausgeschlossen werden.

Die regionalen geomagnetischen Anomalien im Meßgebiet Ost-Island standen außerdem im auffälligen Gegensatz zur bekannten Polarität der Magnetisierung der Lavalagen; die regionalen Anomalien wurden durch den "topographischen Effekt" am Ausbiß der Laven in den steilen Hängen des Reydarfjördur erklärt. Ein Indiz für die Gültigkeit dieser Interpretation ist die mangelnde Übereinstimmung der mit

dem Verfahren der Feldfortsetzung in 4000 m Höhe berechneten Anomalien der Bodenmagnetik mit der Aeromagnetik von SERSON et al. (1968) in dieser Höhe, während im Meßgebiet Nordost-Inland mit seiner weniger ausgeprägten Topographie insbesondere in der 'Jungvulkanischen Zone' eine gute Übereinstimmung erreicht wurde.

Während der Meßfahrt 1973 wurden neben der Feldmagnetik über 1000 Gesteinsproben aller wesentlichen geologischen Formationen entnommen. Die gesteinsmagnetische Untersuchung beschränkte sich vor allem auf die Messung der für die Störkörperberechnung zur Interpretation der geomagnetischen Anomalien wichtigsten Kenngrößen der Magnetisierung.

In chronologischer Abfolge der Gesteine ergab sich dabei eine Abnahme der Remanenz und eine Zunahme der Suszeptibilität mit zunehmendem Alter und damit höherem Grad der postgenetischen Veränderung der magnetischen Eigenschaften. Die Remanenz und die Suszeptibilität der Gänge ist etwa doppelt so groß wie die der Laven, wenn das am Kontakt remagnetisierte Nebengestein mit berücksichtigt wird. Der Bereich, in dem die Intensität der Remanenz des Kontaktgesteins etwa auf den doppelten Betrag remagnetisiert wird, ist im allgemeinen kleiner als 30 % der Mächtigkeit des intrudierten Ganges, während die Richtung der Remanenz in einem größeren Bereich verändert wird.

Besonderes Gewicht wurde auf die thermomagnetische Unter-

suchung (Messung der $I_s T$ -Kurven) gelegt: Die Curietemperaturen der Träger der Magnetisierung (Fe-Ti-Oxyde) sind einerseits ein Maß für die Curietiefe, die der maximalen Tiefe der Störkörper-Unterkante entspricht, andererseits bieten sie eine Möglichkeit zur Identifizierung der Fe-Ti-Oxyde. Die pauschale Curietemperatur der Gänge ist niedriger als die der Laven. Dies gilt sowohl für die primäre Curietemperatur, als auch für die Curietemperatur der durch die beginnende Regional-metamorphose hydrothermal veränderten Gesteine.

Die primären magnetischen Eigenschaften der Basalte werden von den Titanomagnetiten bestimmt, deren Zusammensetzung vor allem von der Sauerstoff-Fugazität im Magma abhängt. Kritisch geht dabei die Abkühlungsgeschichte ein, die außerdem für die Korngrößenverteilung der Erze verantwortlich ist. Bei mächtigen Intrusionen wird die interne Oxydation der Titanomagnetite bedeutsam (PETERSEN 1976). Die vollständige interne Oxydation der Titanomagnetite zu Magnetit und Ilmenit, die dem Grad III der Hochtemperatur-Oxydation entspricht, wurde erst bei einer Gangmächtigkeit von mehr als 9 m beobachtet.

Die primären magnetischen Eigenschaften werden in vielfältiger Weise verändert: Hingewiesen wurde auf den Einfluß von Luftsauerstoff und den Effekt der Remagnetisierung durch Wiedererhitzung über die Curietemperatur. Die Tieftemperatur-Oxydation, die hier als Maghemitisierung der Titanomagnetite bei der Alterung und Verwitterung der Gesteine bei

Temperaturen von weniger als 50 °C verstanden wird, wurde von der hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite bei der beginnenden Regionalmetamorphose, deren wesentliche Kennzeichen heiße wässrige Lösungen sind, getrennt. Die hydrothermale Veränderung, die in Ost-Island für Temperaturen von weniger als 200 °C bei einer maximalen Teufe der Versenkung von weniger als 1.5 km beobachtet werden konnte, hat einen tiefgreifenden Einfluß auf die magnetischen Eigenschaften der Basalte.

Für die Beurteilung der magnetischen Eigenschaften der Störkörper in größerer Tiefe ist daher der Effekt der hydrothermalen Veränderung der Titanomagnetite zu berücksichtigen. Einerseits wird bei der hydrothermalen Veränderung die Curietemperatur wesentlich erhöht, was zur Annahme großer Curietiefen bei der Störkörperberechnung berechtigt, andererseits wird die Intensität der natürlichen Remanenz verringert.

Mit der Untersuchung der magnetischen Eigenschaften von Gängen und Laven konnte keine befriedigende Lösung zur Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien gefunden werden. Werden Gangschwärme als Störkörper dieser Anomalien angenommen, muß eine einheitliche Polarität der Magnetisierung der Gänge und eine Gangdichte von über 60 % bei Berücksichtigung der Remagnetisierung des Nebengesteins gefordert werden. Wahrscheinlicher ist die Interpretation der regionalen geomagnetischen Anomalien durch Gabbros.

Anscheinend lassen sich aus den feldmagnetischen und gesteinsmagnetischen Untersuchungen auf Island keine für die mittelozeanischen Rücken gültige Modelle ableiten. Die regionalen geomagnetischen Anomalien über der "Jungvulkanischen Zone" auf Island, die als eine Fortsetzung der Rift-Zone des Mittelatlantischen Rückens angesehen wird, sind zwar bezüglich ihrer Wellenlänge und Amplitude mit den Rift-Anomalien über dem Reykjanes Rücken vergleichbar, zeigen jedoch nicht dieselbe strenge Symmetrie.

Da die regionalen geomagnetischen Anomalien über der "Jungvulkanischen Zone" trotz der genauen Kenntnis der wichtigsten Parameter der Magnetisierung, abgeleitet aus den gesteinsmagnetischen Untersuchungen, nicht eindeutig zu interpretieren sind, scheinen die gesuchten Störkörper nicht erfaßt worden zu sein. Immerhin konnten als Störkörper für die regionalen Anomalien Stapel von Lavalagen sowie Gangschwärme ausgeschlossen werden.

Andererseits bietet Island die idealen Bedingungen zum Studium der magnetischen Eigenschaften von Intrusiva und Effusiva, der Veränderung der magnetischen Eigenschaften durch Remagnetisierung und vor allem des Effekts der hydrothermalen Veränderungen und fordert zu nötigen weiteren Untersuchungen geradezu heraus.

Literaturverzeichnis:

a. Allgemein

- AVERY, O.E., G.D.BURTON und J.R.HEIRTZLER: An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea. J.Geophys.Res. 73, 14ff, 1968
- BJÖRNSSON, S.: Iceland and Midocean Kidges. Soc.Sci.Islandica 38, 1967
- BELOUSSOV, V.V.: Wider die ocean-floor spreading Hypothese (1970). In: SCHÖNENBERG, R.: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane in heutiger Sicht. S.293-317, Darmstadt 1975
- BÖDVARSSON, G. und G.P.L.WALKER: Crustal drift in Iceland. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 8, 285-300, 1964
- BOTTINGA, Y. und ALLEGRE, C.: Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere. Tectonophysics 32, 9-59, 1976
- CANN, J.R.: Geological processes at mid-ocean ridge crests. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 15, 331-341, 1968
- CLEASBY, R.: An Icelandic - English Dictionary. Oxford 1874
- DIETZ, R.S.: Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea-floor. Nature 190, 854-857, 1961
- DUNCAN, R.A., N.PETERSEN und R.B.HARGRAVES: Mantle plumes, movement of the European plate and polar wandering. Nature 239, 82-86, 1972
- EINARSSON, T.: Submarine ridges and stress fields. J.Geophys. Res. 73, 7561, 1968
- EINARSSON, Tr.: Problems in geology and geophysics. Greinar VI. Vísindafelag Íslendinga, Reykjavík 1977
- EWING, J. und M.EWING: Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea-floor. Science 156, 1590-1592, 1967
- FLEISCHER, U., F.HOLZHAUEN, K.VOLLBRECHT und D.VOPPEL: Die Struktur des Island-Färöer-Rückens aus geophysikalischen Messungen. D.Hydrogr.Z. 27, 97-113, 1974

- GIPSON, I.L.: The crustal structure of Eastern Iceland. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 12, 99-102, 1966
- GIPSON, I.L. und PIPER, J.D.A.: Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 271, 141-150, 1972
- GODBY, E.A., HOOD, P.J. und BOWER, M.E.: Aeromagnetic profiles across the Reykjanes Ridge southwest of Iceland. J. Geophys. Res. 73, 7637 ff, 1968
- HEIRTZLER, J.R., DICKSON, G.O., HARRON, E.M., PITMAN, W.C. und LePICHON, X.: Marine magnetic anomalies, geomagnetic reversals and motions of the ocean floor and continents. J. Geophys. Res. 73, 2119-2136, 1968
- HESS, H.H.: History of ocean basins. S. 599-630 in: Petrologic studies: A volume in honor of A.F. BUDDINGTON (hrsg. A.E. ENGEL et al.). Geol. Soc. Am., 1962
- ILLIES, J.H. (ed.): Graben problems. Stuttgart 1970
- JAKOBSSON, S.P.: Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. Lithos 5, 365-385, 1972
- JOHNSSON, G.L. und HEEZEN, B.C.: Morphology and evolution of the Norwegian and Greenland Sea. Deep Sea Res. 14, 755-771, 1967
- JOHNSSON, G.L., SOUTHALL, J.R., YOUNG, P.W. und VOGT, P.R.: Origin and structure of the Iceland Plateau and the Kolbeinsey Ridge. J. Geophys. Res. 77, 5688-5696, 1972
- JOHNSSON, G.L. und TANNER, B.: Geophysical observations on the Iceland-Faeroe Ridge. Jökull 21, 45-52, 1972
- KLITGORD, K.D. et al.: The geomagnetic time scale: 0-5 M.y.b.p. EOS, Trans. Am. Geophys. U. 55, 237, 1974
- KRISTJANSSON, L. (ed.): Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. NATO adv. study institutes Ser., C, vol. 11, 1974
- LARSON, R.L. und PITMAN, W.C.: World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 3645-3662, 1972
- LAUGHTON, A.S.: South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic. Nature 232, 612 ff, 1971
- LOWRIE, W.: Oceanic basalt magnetic properties and the VINE & MATTHEWS hypothesis. J. Geophys. 40, 513-536, 1974

- MORGAN, W.J.: Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230, 42-43, 1971
- PALMASON, G. und SAEMUNDSSON, K.: Iceland in relation to the mid-atlantic ridge. *Ann.Rev.Earth Plan.Sci.* 2, 25-50, 1974
- PITMAN, W.C. und TALWANI, M.: Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol.Soc.Am.Bull.* 83, 619 ff, 1972
- PREVOT, M. und LECAILLE, A.: Comments on the paper by K.D. KLITGORD: Sea-floor spreading: The central anomaly magnetization high. *Earth Plan. Sci.Lett.* 33, 164-168, 1976
- RUNCORN, S.K. und TARLING, D.H.: Implications of continental drift to the earth sciences. Academic press, London&New York, 1973
- RUTTEN, M.G.: Iceland and the mid-ocean ridges. *Marine Geophys. Res.* 1, 235-247, 1971
- SAEMUNDSSON, K.: Relation between geological structure of Iceland and some geophysical anomalies. First European Earth and Plan. Physics Colloquium. Abstracts, United Kingdom, S.89, 1971
- SAEMUNDSSON, K.: Evolution of the axial rift zone in Northern Iceland and the Tjörnes Fracture Zone. *OSJHD* 7 303, 1973 und *Bull.Geol.Soc.Am.* 85, 495-504, 1974
- SCHÄFER, K.: Transform faults in Island. *Geol.Rd.* 61, 942-960, 1972
- SCHILLING, J.G.: Sea-floor evolution: rare earth evidence. *Phil.Trans.Roy.Soc.Lond. A* 268, 663ff, 1971
- SCHILLING, J.G. und JOHNSON, T.H.: Geochemical variation along the Reykjanes Ridge axis. *Trans.Am.Geophys.Union* 53, 407ff, 1972
- SCHILLING, J.G.: Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature* 242, 565-571, 1973
- SCHILLING, J.G.: Faeroe-Iceland plume: rare-earth evidence. *Earth Pal.Sci.Lett.* 24, 1-14, 1974
- SIGURDSSON, H.: Structural origin and plate tectonics of the Snaefellsnes volcanic zone, Western Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 10, 129-135, 1970

- SIGURDSSON, H.: The Icelandic basalt plateau and the question of sial, a review. In: Iceland and mid-ocean ridges. Ed. BJÖRNSSON, S., Soc.Sci.Islandica 38, 32ff, 1967
- SLEEP, N.H.: Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading. J.Geophys.Res. 74, 542-549, 1969
- SLEEP, N.H.: Formation of oceanic crust: some thermal constraints. J.Geophys.J. 80, 4037ff, 1975
- SYKES, L.R.: Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. J.Geophys.Res. 72, 2131-2153, 1967
- TALWANI, M., WINDISH, C.C., LANGSETH, M.G.: Reykjanes Ridge crest, a detailed geophysical study. J.Geophys.Res. 76, 473-517, 1971
- THORARINSSON, S.: The median zone of Iceland. In: The world rift system. Ed. T.N.Irvin, Geol.Surv.Can., Ottawa 1965
- VINE, F.J. und MATTHEWS, D.H.: Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature 199, 947-949, 1963
- VINE, F.J.: Spreading of the ocean floor: New evidence. Science 154, 1405-1415, 1966
- VOGT, P.R., OSTENSO, N.A. und JOHNSON, G.L.: Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. J.Geophys.Res. 75, 903-920, 1970
- VOGT, P.R.: Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. Earth Pla. Sci.Lett. 13, 153-160, 1971
- VOGT, P.R.: Evidence for global synchronism in mantle plume convection and possible significance for geology. Nature 240, 338ff, 1972
- WATKINS, N.D. und A.RICHARDSON: Comments on the relationship between magnetic anomalies, crustal spreading and continental drift. Earth Pla.Sci.Lett. 4, 257-264, 1968
- WARD, P.L.: New interpretation of the geology of Iceland. Geol.Soc.Am.Bull. 82, 2991-3012, 1971
- WEGENER, A.: Die Entstehung der Kontinente. Pet.Geogr.Mtt. 58, 185-195, 253-256, 305-309, 1912

b. Geologie und Tektonik

- BELLUSSOV, V.V. und MILANOVSKY, Y.Y.: On tectonics and the tectonic position of Iceland. *Tectonophysics* 37, 25-40, 1977
- BEMMELEN, R.W.van und RUTTEN, M.G.: Tablemountains of northern Iceland. Leiden, 1955
- BÖDVARSSON, G. u. G.P.L.WALKER: Crustal drift in Iceland. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 8, 285-300, 1964
- DANES, Z.F.: Dynamics of lava flows. *J.Geophys.Res.* 77, 1430ff, 1972
- EINARSSON, T.: A survey of the area Tjörnes-Bardardalur. *Vis. Isl.* 32, 1-79, 1958
- EINARSSON, Tr.: Upper tertiary and pleistocene rocks in Iceland. *Visindafelagislendinga* 36, 196 Seiten, 1962
- EINARSSON, T.: Remarks on crustal structure in Iceland. *Geophys. J.Roy.astr.Soc.* 10, 283-288, 1965
- EINARSSON, T.: Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes. *Vis.Isl.(Greinar IV)* 1, 29-47, 1965
- EINARSSON, Th., D.M.HOPKINS u. R.P.DOELL: The stratigraphy of Tjörnes, northern Iceland, and the history of the Bering Land Bridge. In: *The Bering Land Bridge*. Ed.HOPKINS, 312-325, Stanford, 1967
- EINARSSON, Th.: The extend of the tertiary basalt formation and the structure of Iceland. In: *Iceland and Mid-Ocean Ridges*. Ed. S.BJÖRNSSON, 170-179, 1967
- EINARSSON, T.: Early history of the Scandic area and some chapters on the geology of Iceland. *Vis.Isl.* 38, 13-31, 1967
- EVERTS, P.: Die Geologie von Skagi und der Ost-Küste des Skagafjords (Nord-Island). Unter besonderer Berücksichtigung der Petrographie und Geochemie der Basalte. *Sonderveröff.d.Geol.I.d.Uni.Köln* 25, 1975
- FRIEDRICH, W.: Zur Geologie von Brjanslaekur. *Geol.Inst. Köln* 10, 1966
- GIPSON, I.L., KINSMAN, D.J.J., WALKER, G.P.L.: Geology of the Fäskruds fjöður area, Eastern Iceland. *Vis.Isl.(Greinar IV)*, Reykjavik 1966

- HAWKES, L.: The building up of the North Atlantic Tertiary volcanic plateau. Geol. Mag. 2, 385-395, 1916
- HOPKINS, D. M.: The Bering land bridge. Stanford, 1967
- JONSSON, J.: Outline of the geology of the Hornafjörður region. Geogr. Ann. 36, 146-161, 1954
- JUX, U.: Zur Geologie des Vopnafjörður-Gebietes in Nordost-Island. Geologie 9, 1-57, 1960
- KJARTANSSON, G.: The Moberg Formation. In: On the geology and geophysics of Iceland. Int. Geol. Congr., Leiden, 1960
- NIEMCZYK, O.: Spalten auf Island. Stuttgart 1943
- NIELSEN, N.: Tektonik und Vulkanismus Islands unter der Berücksichtigung der Wegener Hypothese. Geol. Rd. 21, 347-349, 1930
- PJETURS, H.: The glacial palagonite formation of Iceland. Scottish Geogr. Mag. 16, 265-293, 1900
- PJETURS, H.: Island. Handbuch der regionalen Geologie IV, 1-21, 1910
- RUTTEN, M. G. u. WENSINK, H.: Structure of the Central Graben of Iceland. Int. Geol. Congr. Kopenhagen 28, 81-88, 1960
- RUTTEN, M. G.: Formation of a plateaubasalt series. Bull. Volc. 27, 93-111, 1964
- SABINE, P. A.: The geology of Rockall, North Atlantic. Great Brit. Geol. Survey Bull. 16, 156-178, 1960
- SAEMUNDSSON, K.: An outline of the structure of S.W. Iceland. Vis. Isl. 38, 151-161, 1967
- SCHÄFER, K.: Horizontal and vertical crustal movements in Iceland. Tectonophysics 29, 223-231, 1975
- SCHWARZBACH, M.: Geologenfahrten in Island. 1964
- SCHWARZBACH, M. u. H. NOLL: Geologischer Routenführer durch Island. Geol. Inst. Köln 20, 1971
- SIGURDSSON, H.: Dykes, fractures and folds in the basalt plateau of western Iceland. In: Iceland and Mid-Ocean Ridges. Soc. Sci. Isl. 38, 162ff, 1967

- SIGURDSSON, H.: Structural origin and plate tectonics of the Snaefellsnes volcanic zone, western Iceland. Earth Plan. Sci. Lett. 10, 129-135, 1970
- STRAUCH, H.: Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantik und Skandik im Tertiär. Geol. Rd. 60, 381-417, 1970
- THORARINSSON, S.: Laxargljutar and Laxahraun. Geogr. Ann. Stockholm 33, 1-89, 1951
- THORARINSSON, S., EINARSSON, T., u. KJARTANSSON, G.: On the geology and geomorphology of Iceland. Geogr. Ann. 41, 135ff, 1959
- THORARINSSON, S.: Some geological problems involved in the hydroelectric development of the Jökulsá á Fjöllum, Iceland. The State Electr. Authority Reykjavik Rep., 1959
- THORARINSSON, S.: Der Jökulsá Canyon und Asbyrgi. Petermanns geogr. Mitt. 104, 154-162, 1960
- THORARINSSON, S.: The postglacial history of the Myvatn area and the area between Myvatn and Jökulsá. In: On the geology and geophysics of Iceland. Int. Geol. Congr. Norden, 1960 und Geogr. Ann. 16, 2-3, 1959
- THORARINSSON, S.: Some problems in volcanism in Iceland. Geol. Rd. 57, 1-20, 1967
- THORARINSSON, S.: On the rate of lava- and tephra production and the upward migration of magma in four Icelandic eruptions. Geol. Rd. 57, 705-718, 1967
- THORARINSSON, S., STEINTHORSSON, S., EINARSSON, Th., KRISTMANNSDOTTIR, H. u. OSKARSSON, N.: The eruption on Heimaey, Iceland. Nature 241, 372-375, 1973
- THORARINSSON, S. u. SIGVALDASSON, G. L.: The eruption in Askja 1961, a preliminary report. Ann. J. Sci. 260, 641-651, 1962
- THORODDSEN, Th.: Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Ergh. 153 zu Petermanns Mitt., 358S., 1905-06
- THORODDSEN, Th.: Geological map of Iceland. 1901
- THORS, K. u. KRISTJANSSON, L.: Westward extension of the Snaefellsness volcanic zone of Iceland. J. Geophys. Res. 79, 413-415, 1974

- WALKER, G.P.L.: Geology of the Reydarfjörður area, E-Iceland.
Quart.J.Geol.Soc.London 114, 367-393, 1959
- WALKER, G.P.L.: Zeolithe zones and dike distribution in
relation to the structure of the basalts of
Eastern Iceland. J.Geol. 68, 515-528, 1960
- WALKER, G.P.L.: Tertiary welded tuffs in Eastern Iceland.
Proc.Geol.Soc.London 1599, 118ff, 1962
- WALKER, G.P.L.: The Breiddalur central volcano, E-Iceland.
Quart.J.Geol.Soc.London 119, 29-63, 1963
- WALKER, G.P.L.: Geological investigations in Eastern Iceland.
Bull.Volc. 27, 351-361, 1964
- WALKER, G.P.L.: Some aspects of quarternary volcanism in
Iceland. Trans.Leicester Lit.Phil.Soc. 59, 25-40,
1965
- WALKER, G.P.L.: Evidence of crustal drift from Icelandic
geology. Phil.Trans. A 258, 199-204, 1965
- WALKER, G.P.L.: Acid volcanic rocks in Iceland. Bull.volc.
29, 375-406, 1966
- WALKER, G.P.L.: The structure of eastern Iceland. In: Geo-
dynamics of Iceland and the North Atlantic area.
Ed. by L.KRISTJANSSON, S.177-188, Dordrecht, 1974
- WARD, P.L.: New interpretation of the geology of Iceland.
Bull.Geol.Soc.Am. 280, 2991-3312, 1971
- WEGENER, A.: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.
Vieweg Verlag, 1929

c. Magnetik und Störkörperberechnung

- ANGENHEISTER, G., PETERSEN, N. u. SCHÖNHARTING, G.: Zur Inter-
pretation der Anomalien des Erdmagnetfeldes in
Island. Fortschr.Min. 54, 54-92, 1977
- ANGENHEISTER, G.: Die Island-Expedition im Frühjahr 1910.
Erster Teil: Die erdmagnetischen Beobachtungen.
Nachr.K.Ges.Wiss.Göttigen, 1912

- ANGENHEISTER, G., BECKER, H. u. MOHR, H.P.: Bodenvermessung des erdmagnetischen Feldes (ΔZ) in Nord-Island längs Profilen. In: Das Unternehmen Erdmantel. Franz Steiner Verlag, 113-118, 1974
- BECKER, H. u. MOHR, H.P.: Vermessung des erdmagnetischen Feldes längs einiger Profile in Nord-Island, deren Auswertung und Interpretation. Dipl.Arbeit am Institut f. Angew. Geophysik der Universität München, 1971
- BLAKELY, R.J. u. COX, A.: Binary modell for two-dimensional magnetic anomalies. Earth Plan. Sci. Lett. 12, 108-118, 1971
- BHATTACHARYYA, B.K.: A method for computing the total magnetization vector and the dimension of a rectangular blockshaped body from magnetic anomalies. Geophys. 31, 74-96, 1966
- BOSUM, W.: Erdmagnetische Messungen im Deckdiabasgebiet der Dillmulde und ihre Auswertung. Z. Geophys. 26, 144-157, 177-216, 1960
- BOSUM, W.: Interpretation magnetischer Anomalien durch dreidimensionale Modellkörper zur Klärung geologischer Probleme. Geol. J. 83, 667-680, 1965
- BOSUM, W. u. HAHN, A.: Diagrams for the computation of magnetic field components, for their transformation into one another and their upward continuation (2-dimensional case). Z. Geophys. 32, 1-25, 1966
- BOSUM, W.: Ein automatisches Verfahren zur Interpretation magnetischer Anomalien nach der Methode der kleinsten Quadrate. Geophys. Prosp. 16, 107-126, 1968
- BOTT, M.P.H.: Solution of the linear inverse problem in magnetic interpretation with application to oceanic magnetic anomalies. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 13, 313-323, 1967
- DARBY, E.K. u. DAVIES, E.B.: The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data. Geophys. Prosp. 15, 383-406, 1967
- DEAN, W.C.: Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. Geophysics 23, 97ff, 1958
- DENNIS, L.S., VOGT, P.R. u. LORENTZEN, G.R.: Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. Trans. Am. Geophys. U. 52, 275ff, 1970

- EMILIA, D.A. u. BÖDVARSSON, G.: Numerical methods in the direct interpretation of marine magnetic anomalies. *Earth Pla.Sci.Lett.* 7, 194-200, 1969
- FLEISCHER, U.: Gravity surveys over the Reykjanes Ridge and between Iceland and the Faeroe Islands. *Marine Geophys.Res.* 1, 314-327, 1971
- FLEISCHER, U., KORSCHUNOW, A., SCHULZ, G. u. VOGT, P.R.: Eine gravimetrische und erdmagnetische Vermessung des südlichen Reykjanes-Rückens mit F.S."METEOR", 22.4.-9.6.1966. Endgültige Auswertung der Forschungsfahrt Nr.4.- "METEOR" *Forsch.Erg., C, Na13*, 64-84, 1973
- FRIDLEIFSSON, J.B. u. KRISTJANSSON, L.: The Stordalur magnetic anomaly, SW-Iceland. *Jökull* 22, 69-78, 1972
- GAY, S.P.: Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Geophysics* 28, 161-200, 1963
- GÖRTZEL, G.: Fourier analysis. Mathematical methods for digital computers. Ed by RALSTON, New York, 1960
- GODBY, E.A., HOOD, P.J. u. BOWER, M.E.: Aeromagnetic profiles across the Reykjanes Ridge southwest of Iceland. *J.Geophys.Res.* 72, 7637ff, 1968
- GRANT, F.S. u. MARTIN, L.: Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves. *Geophysics* 31, 135-148, 1966
- GREENWALT, D. u. TAYLOR, P.T.: Deep-tow magnetic measurements across the axial valley of the Mid-Atlantic Ridge. *J.Geophys.Res.* 79, 4401-4405, 1974
- GUDMUNDSSON, G.: Magnetic anomalies. In: Iceland and Mid-Ocean Ridge. Ed. S.BJÖRNSSON, Reykjavik, 1967
- HAHN, A.: Das Magnetfeld der Basalte des Vogelsberges. Quantitative Erfassung seiner unregelmäßigen räumlichen Schwankungen und Interpretation unterschiedlicher Schwankungsverhältnisse. Diss. Univ. Göttingen, 1956
- HAINES, G.V., HANNAFORD, W. U. SERSON, P.H.: Magnetic anomaly maps of the nordic countries and the Greenland and Norwegian Seas. *Publ.Dom.Obs. Ottawa* 39, 1970
- HARRISON, C.G.A.: Formation of magnetic anomaly patterns by dike injections. *J.Geophys.Res.* 73, 2137-2142, 1968

- HERRON, E.M. u. TALWANI, M.: Magnetic anomalies on the Reykjanes Ridge. *Nature* 238, 390, 1972
- HEIRTZLER, J.R., LePICHON, X. u. BARON, J.G.: Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. *Deep Sea Res.* 13, 427-445, 1966
- HEIRTZLER, J.R.: Magnetic anomalies caused by two-dimensional structures; their computation by digital computers and their interpretation. *Lamont Geol.Obs., Techn.Rep.* 6
- KERTZ, W.: Filterverfahren in der Geophysik. *Gerl.Beitr.z. Geophys.* 75, 1-33, 1966
- KLITGORD, K.D., HUESTIS, S.P., MUDIE, J.D. u. PARKER, R.L.: An analysis of near-bottom magnetic anomalies: sea-floor spreading and the magnetic layer. *Geophys.J. Roy.astr.Soc.* 43, 387-424, 1975
- KLITGORD, K.D.: Sea-floor spreading: the central anomaly magnetization high. *Earth Plan.Sci.Lett.* 29, 201-209, 1976
- KRISTJANSSON, L.: On the thickness of the magnetic crustal layer in South-Western Iceland. *Earth Plan. Sci. Lett.* 16, 237-244, 1972
- KRISTJANSSON, L.: Palaeomagnetism and magnetic surveys in Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 8, 101-108, 1970
- KRISTJANSSON, L.: A marine magnetic survey of Southern Iceland. *Marine Geophys.Res. im Druck*
- MATTHEWS, D.H. u. BATH, J.: Formation of magnetic anomaly pattern of mid-atlantic ridge. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 13, 349-357, 1967
- MEYER, O., VOPPEL, D., FLEISCHER, U., CLOSS, H. u. GERKE, K.: Results of bathymetric, magnetic and gravimetric measurements between Iceland and 70°N. *D.Hydrogr.Z.* 25, 193-201, 1972
- PARKER, R.L. u. HEUSTIS, S.P.: The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography. *J.Geophys. Res.* 79, 1587-1593, 1974
- PIPER, J.D.A.: Ground magnetic studies of crustal growth in Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 12, 199-207, 1971
- PIPER, J.D.A.: Interpretation of some magnetic anomalies over Iceland. *Tectonophysics* 16, 163-187, 1973
- RUTTEN, K.: Two-dimensionality of magnetic anomalies over Iceland and Reykjanes Ridge. *Marine Geophys.Res.* 2, 243-263, 1975

- SIGURGEIRSSON, T.: Aeromagnetic survey of SW-Iceland. Science in Iceland 2, 13, 1970
- SCHÖNHARTING, G.: Vermessung des erdmagnetischen Feldes längs einiger Profile in Nord-Island, deren Auswertung und Interpretation. Diss. Univ. München, 1969
- SCHONTEN, J.A.: A fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges. Marine Geophys. Res. 1, 111-144, 1971
- SERSON, P.H., HANNAFORD, W. u. HAINES, G.V.: Magnetic anomalies over Iceland. Science 162, 355-357, 1968
- SMITH, R.A.: Some theorems concerning local magnetic anomalies. Geophys. Prosp. 9, 399-410, 1961
- VOGT, P.R., OSTENSO, N.A. u. JOHNSON, G.L.: Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. J. Geophys. Res. 75, 903-920, 1970
- VOGT, P.R.: Magnetized basement outcrops on the southeast Greenland continental shelf. Nature 226, 743, 1970
- VOGT, P.R.: Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. Earth Pla. Sci. Lett. 13, 153, 1971
- VOGT, P.R.: Detailed magnetic surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea. J. Geophys. Res. 79, 363, 1974
- WATKINS, N.D. u. RICHARDSON, A.: Intrusives, extrusives and linear magnetic anomalies. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 23, 1-13, 1971
- YOUNG, P.W., SOUTHALL, J.R., JOHNSON, G.L. u. VOGT, P.R.: Geophysical investigations on the Iceland-Plateau (abstracts). EOS Trans. Am. Geophys. U. 52, 236, 1971
- ZURFLUEH, E.G.: Application of two-dimensional linear wavelength filtering. Geophysics 32, 1015, 1967

d. Weitere geophysikalische Untersuchungen

- ANDERSON, R.N.: Low heat flow on flanks of slow spreading mid-ocean ridges. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1947, 1972
- BATH, M.: Crustal structure of Iceland. J. Geophys. Res. 65, 1793-1807, 1960

- BODVARSSON, G. u. LOWELL, R.P.: Ocean-floor heat flow and the circulation of interstitial waters. J.Geophys. Res. 77, 4472, 1972
- DECKER, R.W., EINARSSON, P. u. MOHR, P.A.: Rifting in Iceland: New geodetic data. Science 173, 530-533, 1971
- EINARSSON, T.: A survey of gravity in Iceland. Vis.Isl. 30, Reykjavik, 1954
- EINARSSON, T.: Remarks on the crustal structure in Iceland. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 10, 283-288, 1965
- FRANCIS, F.J.G.: The seismicity of the Reykjanes Ridge. Earth Pla.Sci.Lett. 18, 119, 1973
- HERMANCE, J.F. u. GRILLOT, L.R.: Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from southwest Iceland. J.Geophys.Res. 75, 6582, 1970
- HERMANCE, J.F. u. GRILLOT, L.R.: Constrains on temperatures beneath Iceland from magnetotelluric data. Phys.Earth Plan.Sci.Int. 8, 1ff, 1974
- HERMANCE, J.F., NUR, A. u. BJÖRNSSON, S.: Electrical properties of basalts: Relation of laboratory to in situ measurements. J.Geophys.Res. 77, 1424ff, 1972
- PALMASSON, G.: Seismic refraction investigation of the basalt lavas in northern and eastern Iceland. Jökull 3, 40-60, 1963
- PALMASSON, G.: On heat flow in Iceland in relation to the mid-atlantic ridge. Vis.Isl. 32, 1967
- PALMASSON, G.: Upper mantle structure in Iceland. Vis.Isl. 38, 67ff, 1967
- PALMASSON, G.: Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Science Inst.Univ.Reykjavik, 1970
- PALMASSON, G.: Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. Geophys.J.Roy. astr.Soc. 33, 451-481, 1973
- SCHLEUSENER, A. u. TORGE, W.: Investigations of secular gravity variations in Iceland. Z.Geophys. 37, 679-701, 1971
- SCHLEUSENER, A., TORGE, W. u. DREWES, H.: The gravity field of Northeastern Iceland. J.Geophys. 42, 27-46, 1976

- SYKES,R.: Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. J.Geophys.Res. 72, 2131-2153, 1967
- SYKES,R.: Seismicity of the Arctic. Bull.Seism.Soc.Am. 501-536, 1965
- SYKES,R.: Seismicity of the mid-oceanic ridge systems. Geogr.Monogr. 13, 148-153, 1969
- TRYGGVASON,E. u. BATH,M.: Upper crustal structure of Iceland. J.Geophys.Res. 66, 1913-1925, 1961
- TRYGGVASON,E.: Crustal structure of the Iceland region from dispersion of surface waves. Bull.Seism.Soc.Am. 52, 359-388, 1962
- TRYGGVASON,E.: Surface deformation and fault displacement associated with an earthquake swarm in Iceland. J.Geophys.Res. 75, 4407ff, 1970
- VOGT,P.R. u. JOHNSON,G.L.: Seismic reflection survey of an aseismic basement trench on the Reykjanes Ridge. Earth Plan.Sci.Lett. 15, 248-254, 1972
- WARD,P.L., PALMASON,G, u. DRAKE,C.: Microearthquake survey and the Mid-Atlantic-Ridge in Iceland. J.Geophys. Res. 74, 665ff, 1969
- e. Paläomagnetismus und radiometrische Altersbestimmung
- BLAKELY,R.J.: Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene. J.Geophys.Res. 79, 2979-2985, 1974
- COX,A., DOELL,R. u. DALRYMPLE,G.B.: Reversals of the earth's magnetic field. Science 144, 1537-1543, 1964
- COX,A., DOELL,R., u. DALRYMPLE,G.B.: Radiometric timescale for geomagnetic reversals. Q.J.Geol.Soc.London 124, 53-66, 1968
- COX,A.: Length of geomagnetic polarity intervalls. J.Geophys. Res. 73, 3247, 1968
- DAGLEY,P., WILSON,R.L., ADE-HALL,J.M., WALKER,G.P.L., HAGGERTY,S.E., SIGURGEIRSSON,T., WATKINS,N.D., SMITH,P.J., EDWARDS,J. u. GRASTY,P.L.: Geomagnetic polarity zones for Icelandic lavas. Nature 216, 25-29, 1967

- DOELL, R.P.: Palaeomagnetic studies of Icelandic lava flows. *Geophys.J.* 26, 459-480, 1972
- EINARSSON, Tr.: Magneto-geological mapping in Iceland with the use of a compass. *Phil.Mag.Suppl.* 6, 22, 1957
- EINARSSON, Tr.: Der Paläomagnetismus der isländischen Basalte und seine stratigraphische Bedeutung. *N.Jb.Geol.Paläontl.Mh.*, 159-175, 1957
- EINARSSON, Tr.: Paleomagnetism and the possible effect of depth of burial and non-hydrostatic stress. Significance of linear submarine magnetic anomalies. *Greinar VI, Reykjavik*, 1977
- EVERTS, P., KOERFER, L.E. u. SCHWARZBACH, M.: Neue K/Ar-Datierungen isländischer Basalte. *N.Jb.Geol.Paläontl.Mh.* 2, 280-284, 1972
- GALE, N.H., MCCRBATH, S., SIMONS, J. u. WALKER, G.P.L.: K-Ar ages of acid intrusive rocks from Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 1, 284-288, 1966
- HOSPERS, J.: Reversals of the main geomagnetic field, I, II, III. *Koninkl.Nederl.Ak.Amsterdam B56*, 467-491, B57, 112-121, 1953-54
- HOSPERS, J.: The geology of the country between Akureyri and Myvatn in N.-Iceland. *Geol.Mijnb.* 12, 491-508, 1954
- KRISTJANSSON, L.: The palaeomagnetism and geology of north-western Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 6, 448-450, 1969
- KRISTJANSSON, L.: Palaeomagnetism and magnetic surveys in Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 8, 101-108, 1970
- KRISTJANSSON, L., PÄTZOLD, R. u. PRESTON, J.: The palaeomagnetism and geology of the Petreksfjördur-Arnarfjördur region of Northwest Iceland. *Tectonophysics* 25, 201-216, 1975
- LAWLEY, A.: The intensity of the geomagnetic field in Iceland during neogene polarity transitions and systematic deviations. *Earth Plan.Sci.Lett.* 10, 145-149, 1970
- MCDUGALL, J. u. WENSINK, H.: Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 2, 232-236, 1966
- MCDUGALL, I.M., WATKINS, N.D., WALKER, G.P.L. u. KRISTJANSSON, L.: Potassium-Argon and paleomagnetic analysis of Icelandic lava flows: Limits on the age of anomaly 5. *J.Geophys.Res.* 81, 1505-1512, 1976

- MOORBATH, S. u. WALKER, G.P.L.: Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland. *Nature* 207, 837-840, 1965
- MOORBATH, S., SIGURDSSON, H. u. GOODWIN, R.: K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland. *Earth Plan. Sci. Lett.* 4, 197-205, 1968
- OPDIKE, N.D. et al.: Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. *Science* 154, 349-357, 1966
- RUTTEN, M.G. u. WENSINK, H.: Paleomagnetic dating, glaciations and the chronology of the Plio-pleistocene in Iceland. *XI Int. Geol. Congr.*, 62-71, Norden, 1960
- SAEMUNDSSON, K.: Zwei neue C^{14} -Datierungen isländischer Vulkanausbrüche. *Eiszeitalter und Gegenwart* 17, 85-86, 1966
- SIGURGEIRSSON, T.: Directions of magnetization in Icelandic basalts. *Phil. Mag. Suppl.* 6, 240, 1957
- TARLING, D.H. u. GALE, N.H.: Isotopic dating and palaeomagnetic polarity in the Faeroe Islands. *Nature* 218, 1043, 1968
- THEYER, H.: New zonation for the intervall Gilbert to Gauss. *Nature* 241, 142, 1973
- WATKINS, N.D., WALKER, G.P.L. u. KRISTJANSSON, L.: Palaeomagnetic stratigraphy of Eastern Iceland. *Am. J. Sci.* im Druck
- WENSINK, H.: Secular variation of earth magnetism in Plio-Pleistocene basalts of Eastern Iceland. *Geol. Mij.* 42, 403-413, 1964
- WENSINK, H.: Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated Plio-Pleistocene tillites in Iceland. *Geol. Rd.* 54, 364-384, 1964
- WILSON, R.L.: Palaeomagnetic stratigraphy of Tertiary lavas from Northern Iceland. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 20, 1-9, 1970
- WILSON, R.L., HAGGERTY, S.E. u. WATKINS, N.D.: Variation of paleomagnetic stability and other parameters in a vertical traverse of a single Icelandic lava. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 16, 79-96, 1968
- WILSON, R.L., EINARSSON, T., SIGURGEIRSSON, T., HAGGERTY, S.E., SMITH, P.J., DAGLEY, P. u. McCARMACK, A.G.: Palaeomagnetism of ten lava sequences from South-Western Iceland. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.* 29, 459-471, 1972

f. Gesteinsmagnetismus und Petrographie

- ADE-HALL, J.M.: Electron probe microanalyser analysis of basaltic titanomagnetites and their significance to rock magnetism. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 2, 301ff, 1964
- ADE-HALL, J.M., WILSON, R.L. u. SMITH, P.J.: The petrology, Curie points and natural magnetization of basaltic lavas. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 2, 323-336, 1965
- ADE-HALL, J.M., KHAN, M.A., DAGLEY, P. u. WILSON, R.L.: A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava flow from Skye, Scotland. Parts I+II. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 16, 375-399, 1968
- ADE-HALL, J.M.: Opaque petrology and the stability of natural remanent magnetism in basaltic rocks. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 18, 93-107, 1969
- ADE-HALL, J.M. u. WILSON, R.L.: Opaque petrology and natural remanence polarity in Mull (Scotland) dykes. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 18, 333-352, 1969
- ADE-HALL, J.M., HUBBARD, T.E. u. PALMER, H.C.: Burial metamorphism and the magnetic properties of basalt lavas. *Trans.Am.Geophys.Un.* 51, 277ff, 1970
- ADE-HALL, J.M. u. LAWLEY, E.A.: An unsolved problem - opaque petrological differences between Tertiary basaltic dykes and lavas. In R.NEWALL: Mechanism of igneous intrusion. 1970
- ADE-HALL, J.M., PALMER, H.C. u. HUBBARD, T.R.: The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 24, 137-174, 1971
- ADE-HALL, J.M. and the Scientific Party, DSDP Leg 37: Sources of magnetic anomalies on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 255, 389-390, 1975
- AKIMOTO, S., KATSURA, T. u. YOSHIDA, M.: Magnetic properties of TiFe_2O_4 - Fe_3O_4 -system and their chance with oxidation. *J.3rd Geom.Geoel.* 2, 165-178, 1957
- ANGENHEISTER, G. u. TURKOWSKY, C.: Die Verteilung der induzierten und natürlichen remanenten Magnetisierung innerhalb einiger Basaltlagen des Vogelsberges. *Boll.Geofis.Teor.Appl.* 6, 285-295, 1964

- ANGENHEISTER, G. u. SOFFEL, H.: Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. Studienhefte zur Physik des Erdkörpers, Heft 1, Gebr. Bornträger, Stuttgart, 1972
- AUMENTO, F.: Magmatic evolution on the Mid-Atlantic Ridge. Earth Plan. Sci. Lett. 2, 225-230, 1967
- BLEIL, U.: Synthese von Mischkristallen der Titanomagnetit-Reihe und Untersuchungen ihrer für die Probleme des Gesteins- und Paläomagnetismus wichtigen Kenngrößen. Diss., Universität München, 1973
- BLEIL, U. u. PETERSEN, N.: Magnetic properties of basement rocks, Leg 37, site 332. Initial Rep. DSDP, 37. Washington, 1976
- BRYNJOLFSSON, A.: Studies of remanent magnetism and viscous magnetism in the basalts of Iceland. Adv. Phys. 6, 247, 1957
- BUDDINGTON, A. F. u. LINDSLEY, D. H.: Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol. 5, 310-357, 1964
- DeBOER, J., SCHILLING, J. G. u. KRAUSE, D. C.: Reykjanes Ridge: Implication of magnetic properties of dredged rock. Earth Plan. Sci. Lett. 2, 55-60, 1970
- CARMICHAEL, J. S. E.: The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in eastern Iceland. J. Petrol. 5, 435-460, 1964
- CARMICHAEL, J. S. E. u. NICHOLLS, J.: Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. J. Geophys. Res. 72, 4665-4687, 1967
- CHAYES, F.: Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalts. Min. Mag. 34, 1965
- CHEVALLIER, R., MATHIEUX, S. u. VINCENT, E. A.: Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Part II. Magnetic properties. Geochim. Cosmochim. Acta 6, 27-34, 1954
- CREER, K. M. u. PETERSEN, N.: Thermochemical magnetization in basalts. Z. Geophys. 35, 501-516, 1969
- CREER, K. M., PETERSEN, N. u. PETHERBRIDGE, J.: Partial self-reversal of remanent magnetization and anisotropy of viscous magnetization in basalts. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 21, 471-483, 1970

- CREER, K.M. u. IBBETSON, J.D.: Electron microprobe analyses and magnetic properties of non-stoichiometric titanomagnetites in basaltic rocks. *Geophys.J. Roy.astr.Soc.* 21, 485-511, 1970
- DECKER, R.W.: Magnetic studies on Kilauea Iki lava lake, Hawai. *Bull.Volc.* 26, 23, 1963
- DOELL, R.R. u. COX, A.: Paleomagnetism of Hawaiian lava flows. *J.Geophys.Res.* 70, 3377-3405, 1965
- EINARSSON, T.: Rock magnetism in Iceland. *Nature* 175, 892, 1955
- EVANS, M.E., McELHINNY, M.W. u. GIFFORD, A.C.: Single domain magnetite and high coercivities in a gabbroic intrusion. *Earth Plan.Sci.Lett.* 4, 142-146, 1968
- FEITKNECHT, W. u. GALLAGHER, K.J.: Mechanism for the oxidation of Fe_3O_4 . *Nature* 228, 548-549, 1970
- FITSCH, F.J., GRASTY, R.L. u. MILLER, J.A.: Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and an outline of its volcanic history. *Nature* 207, 1349-1351, 1965
- FUDALI, F.R.: Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. *Geochim.Cosmochim.Acta* 29, 1063-1075, 1965
- GIBB, F.G.F. u. HEUDERSON, B.: The magnetic oxygen fugacity of an ultrabasic dyke. *Contr.Min.Petr.* 30, 119-124, 1971
- GREEN, D.H. u. RINGWOOD, A.E.: The genesis of basaltic magma. *Contr.Min.Petr.* 15, 103-190, 1967
- GREEN, D.H.: The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Leicester Phil.Soc.*, 28-53, 1970
- GROMME, C.S., WRIGHT, T.L. u. PECK, D.L.: Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuki lava lakes, Hawaii. *J.Geophys. Res.* 74, 5277-5293, 1969
- HAGGERTY, S.E. u. IRVING, E.: On the origin of the natural remanence (NRM) of the Mid-Atlantic ridge at 45° N. *Trans.Am.Geophys.U.* 51, 273, 1970
- HAMILTON, D.L. u. ANDERSEN, G.M.: Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas. In H.H.HESS u. A.POLDERVAART: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. New York, 1967
- HARGRAVES, R.B. u. YOUNG, W.M.: Source of stable remanent magnetism in Lambertville diabase. *Am.J.Sci.* 267, 1161-1177, 1969

- HARGRAVES, R.B. u. PETERSEN, N.: Notes on the correlation between petrology and magnetic properties of basaltic rocks. *Z.Geophys.* 37, 367-382, 1971
- HARGRAVES, R.B. u. BANERJEE, S.K.: Theory and nature of magnetism in rocks. *An.Rev.Earth Plan.Sci.* 1, 269ff, 1973
- HARGRAVES, R.B. u. ADE-HALL, J.M.: Magnetic properties of separated phases in unoxidized and oxidized Icelandic basalts. *Am.Min.* 60, 29-34, 1975
- HART, R.: Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth Plan.Sci. Lett.* 2, 269-279, 1970
- HART, S.R., SCHILLING, J.G. u. POWELL, J.L.: Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. *Nature* 246, 104, 1973
- HEIER, K.S., CHAPPELL, B.W., ARRIEUS, P.A. u. MORGAN, J.W.: The geochemistry of four Icelandic basalts. *Norsk Geol.Tidsskr.* 46, 427-437, 1966
- HUBBARD, N.J.: An chemical comparison of ocean ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alkalic basalts. *Earth Plan.Sci.Lett.* 5, 346-352, 1969
- JAEGER, J.C.: The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. *Am.J.Sci.* 255, 306-318, 1957
- JAEGER, J.C.: The cooling of irregular shaped igneous bodies. *Am.J.Sci.* 259, 721-734, 1961
- IRVING, E., PARK, J.K., HAGGERTY, S.E., AUMENTO, F. u. LOUCAREVIC, B.: Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Nature* 228, 974, 1970
- JAKOBSSON, S.P.: Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. *Lithos* 5, 365-386, 1972
- JAKOBSSON, S.P., PEDERSEN, A.K., RÖNSBO, J.G. u. LARSEN, L.: Petrology of mugearite-hawaiite: Early extrusives in the 1973 Heimey eruption, Iceland. *Lithos* 6, 203-214, 1973
- JOHNSSON, H.P. u. MERRILL, R.T.: Magnetic and mineralogical changes associated with low-temperature oxidation of magnetite. *J.Geophys.Res.* 77, 334, 1972
- KRAMM, U.: *Pers.Mitt.* 1973-1977
- KROPACEK, V.: Kinematics of oxidation processes in titanomagnetites. *J.Geophys.* 40, 329-340, 1974

- KRISTJANSSON, L.: Paleomagnetism and magnetic surveys over Iceland. *Earth Plan. Sci. Lett.* 8, 101-108, 1970
- KRISTJANSSON, L.: Magnetic studies of basalt recovered by deep drilling in Iceland and the "magnetic layer" concept. *J. Geophys. Res.* im Druck 1977
- KRAUSE, D.C. u. SCHILLING, J.G.: Dredged basalt from the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *Nature* 224, 5221, 1969
- LAWLEY, A.: The intensity of the geomagnetic field in Iceland during Neogene polarity transition and systematic deviations. *Earth Plan. Sci. Lett.* 10, 145-149, 1970
- LAWLEY, E.A. u. ADE-HALL, J.M.: A detailed magnetic and opaque petrological study of a thick paleogene tholeiitic lava flow from Northern Iceland. *Earth Plan. Sci. Lett.* 11, 113-120, 1971
- LIKE, C.B.: An examination of the magnetic properties of basalts from Argentina and Iceland and of dolerite from Great Whin Sill. *Pure and Appl. Geophys.* 65, 132, 1966
- LINDH, A.: A hydrothermal investigation of the system FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 . *Lithos* 5, 325-343, 1972
- LINDSLEY, D.H. u. LINDH, A.: A hydrothermal investigation of the system FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 : A discussion with new data. *Lithos* 7, 65-68, 1974
- LØVLIE, R., LOWRIE, W. u. JACOBS, M.: Magnetic properties and mineralogy of four deep-sea cores. *Earth Plan. Sci. Lett.* 15, 157-168, 1972
- LUYENDYK, B.P. u. MELSON, W.G.: Magnetic properties and petrology of rocks near the crest of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature* 215, 147, 1967
- MANLEY, H.: An estimate of the time taken for a dyke to cool through its Curie point. *Geophys. Pure Appl.* 27-29, 105-109, 1954
- MARSHALL, M. u. COX, A.: Magnetic changes in pillow basalt due to sea floor weathering. *J. Geophys. Res.* 77, 6459, 1972
- MOORBATH, S. u. WALKER, G.P.L.: Strontium isotope investigations of igneous rocks from Iceland. *Nature* 207, 837-840, 1963
- MUNDRY, E.: Über die Abkühlung magmatischer Körper. *Geol. Jb.* 85, 775-776, 1968

- NAGATA, T.: Rock magnetism. Tokyo, 1961
- NICHOLLS, G. D.: Basalts from the deep ocean floor. Min. Mag. 34, 373-388, 1965
- NOE-NYGAARD, A.: Variation in titania and alumina content through a three kilometres thick basaltic lava pile in the Faeroes. Medd. Dansk. Geol. Forening. Kopenhagen 17, 125, 1967
- NOE-NYGAARD, A. u. RASMUSSEN, J.: Petrology of a 3000 m sequence of basaltic lavas in the Faeroe Islands. Lithos 1, 286, 1968
- OZIMA, M. u. LARSON, E.: Low and high temperature oxidation in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts. J. Geophys. Res. 75, 1003, 1970
- OZIMA, M., JOSHIMA, M. u. KINOSHITA, H.: Magnetic properties of submarine basalts and the implication on the structure of the oceanic crust. J. Geomag. Geoelectr. 26, 335-354, 1974
- PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. u. BIRKELT, T. C.: The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Plan. Sci. Lett. 24, 419-426, 1975
- PECK, D. L. u. WRIGHT, T. L.: Experimental studies of molten basalt in situ: a summary of physical and chemical measurement on recent lava lakes of Kilauea volcano, Hawaii. Geol. Soc. Am. 1966 Ann. Meeting Abstr., 158-159, 1966
- PETERSEN, N.: Untersuchungen magnetischer Eigenschaften von Titanomagnetiten im Basalt des Rauhen Kulm in Verbindung mit mikroskopischer und elektronenmikroskopischer Beobachtung. Dipl. Arbeit. Inst. f. Angew. Geophys., Universität München, 1961
- PETERSEN, N.: Beobachtung einiger mineralogischer und magnetischer Eigenschaften dreier Basaltproben nach unterschiedlicher thermischer Behandlung. J. Geomag. Geoelec. 18, 463-479, 1966
- PETERSEN, N. u. BLEIL, U.: Self reversal of remanent magnetization in synthetic titanomagnetites. Z. Geophys. 32, 965-977, 1973
- PETERSEN, N.: Notes on the variation of magnetization within basalt lava flows and dikes. Pageoph 114, 177-193, 1976

- POHL, J.: Magnetisierung der Gesteine und Interpretation der Anomalien des Erdmagnetfeldes im Ries-Krater. Diss., Universität München, 1971
- POHL, J. u. SOFFEL, H.: Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Northern Bavaria. J.Geophys. 42, 459-474, 1977
- READMAN, P.W. u. O'REILLY, W.: Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites (Fe,Ti, $\square$) $_3$ O $_4$. J.Geom.Geol. 24, 69-90, 1972
- RICHARDS, J.C.M., O'DONOVAN, J.B., HAUPTMANN, Z., O'REILLY, W. u. CREER, K.M.: A magnetic study of titanomagnetite substituted by magnesium and aluminium. Phys. Earth Plan. Int. 2, 437-444, 1973
- SACHTLEBEN, T.: Petrologie der feldspatporphyrischen Flutbasalte im Reydarfjörðurgebiet (Ostisland). Dipl.Arbeit, Min.Petr.Inst., Universität Köln, 1976/77.
- SCHMINCKE, H.U. u. FLOWER, M.J.F.: Magmenevolution auf atlantischen Vulkaninseln. Naturwiss. 61, 288-297, 1974
- SCHWEITZER, C.: Messung von systematischen Änderungen verschiedener magnetischer Parameter innerhalb einer Basaltlage aus dem Vogelsberg und deren Deutung mit Hilfe erzmikroskopischer Beobachtungen. Dipl. Arbeit, Inst.f.Angew.Geophy., Universität München, 1969
- SCHWEITZER, C.: Vergleich mehrerer Methoden zur Bestimmung der Intensität des Erdmagnetfeldes an rezenten Laven und ihre Anwendung auf mesozoische und paläozoische magmatische Gesteine. Diss., Fachb. Geowiss., Universität München, 1975
- SCHULT, A.: Self-reversal of magnetization and chemical composition of titanomagnetites in basalts. Earth Plan.Sci.Lett. 4, 57-63, 1968
- SCHULT, A.: Effect of pressure on the Curie temperature of titanomagnetites (1-x)Fe $_2$ O $_4$ ·xTiFe $_2$ O $_4$. Earth Plan. Sci.Lett. 10, 81-86, 1973
- SCHULT, A.: Self-reversal above room temperature due to N-type magnetization in basalt. J.Geophys. 42, 81-84, 1976
- SIGURDSSON, H. u. SCHILLING, J.G.: Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: Chemistry and occurrence. Earth Plan.Sci.Lett. 29, 7-20, 1976

- SIGVALDASON, G.E.: Structure and products of subglacial volcanoes in Iceland. Contr.Min.Petr. 18, 1-16, 1968
- SIGVALDASON, G.E.: Chemistry of basalts from the Icelandic rift zone. Contr.Min.Petr. 20, 357-370, 1969
- SIGVALDASON, G.E.: The petrology of Hekla and origin of silicic rocks in Iceland. Sci.Inst.Univ.o. Iceland, mimeographed
- SOFFEL, H.: The origin of the thermoremanent magnetization of two basalts containing homogenous single phase titanomagnetite. Earth Plan.Sci.Lett. 7, 201-208, 1969
- SOFFEL, H.: The single domain - multidomain transition in natural intermediate titanomagnetites. Z.Geophys. 37, 451-470, 1971
- SOFFEL, H.: Palaeomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of Northern Italy between Eocene and Oligocene. Boll.Geof. Teor.Appl. XVI, 333-355, 1974
- STEINTHORSSON, S.: Studies of drill cores from an unusual magnetic high in SW-Iceland. First Europ.Earth Plan.Phys.Coll., abstracts, Un.Kingdom, 1971
- SYMONS, D.T.A.: The magnetic and petrologic properties of a basalt column. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 12, 473-490, 1967
- THORARINSSON, S.: Hekla and Krafla. The share of acid and intermediate lava and tephra in the volcanic products through the geological history of Iceland. Soc.Sci.Isl. 38, 190-199, 1967
- TURNER, F.J.: Metamorphic petrology. New York, 1968
- WATKINS, N.D. u. HAGGERTY, S.E.: Some magnetic properties and the possible petrogenetic significance of oxidized zones in an Icelandic olivine basalt. Nature 206, 801, 1965
- WATKINS, N.D. u. HAGGERTY, D.H.: Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. Beitr.Min.Petr. 15, 249, 1967
- WATKINS, N.D. u. HAGGERTY, S.E.: Oxidation and magnetic polarity in single Icelandic lavas and dykes. Geophys.J.Roy.astr.Soc. 15, 305-315, 1968

- WATKINS, N.D., GUNN, B.M. u. COY-YLL, R.: Major and trace element variations during the initial cooling of an Icelandic lava. *Am.J.Sci.* 268, 24-49, 1970
- WELKE, H.S., MOORBATH, G.L., CUMMING u. SIGURDSSON, H.: Lead isotope studies on igneous rocks from Iceland. *Earth Plan.Sci.Lett.* 4, 221-231, 1968
- WILSON, R.L. u. HAGGERTY, S.E.: Reversals of the earth's magnetic field. *Endeavour* 25, 104-109, 1966
- WILSON, R.L. u. SMITH, P.J.: The nature of secondary natural magnetization in some igneous and baked rocks. *J.Geon.Geol.* 20, 367-380, 1968
- WILSON, R.L., HAGGERTY, S.E. u. WATKINS, N.D.: Variation of palaeomagnetic stability and other parameters in a vertical traverse of a single Icelandic lava. *Geophys.J.Roy.astr.Soc.* 16, 79ff, 1968

Nachtrag:

- PIPER, J.D.A., FOWLER, M.G. u. GIPSON, I.L.: Dyke magnetization and upper crustal structure in the Reydarfjördur area of Eastern Iceland. *Tectonophysics* 40, 227-244, 1977
- McDOUGALL, I.: The present status of the geomagnetic polarity time scale. Publication No. 1288, Research School of Earth Sciences, A.N.U., 34pp., 1977 (Mit weiteren Literaturangaben)

Danksagungen

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München unter der Betreuung von Herrn Prof. Dr. H. Soffel angefertigt. Ihm gebührt mein besonderer Dank für seine langwährende, verständnisvolle und tatkräftige Unterstützung. Zu danken habe ich weiterhin Herrn Prof. Dr. G. Angenheister für eine außerordentlich rege Anteilnahme am Fortgang der Arbeit und für wesentliche Impulse zum Abschluß.

Ganz herzlich danken möchte ich an dieser Stelle für die freundschaftliche und mitunter recht strapaziöse Hilfe, die Herr Prof. Dr. H. Soffel, Dr. C. Schweitzer, Dr. U. Kramm und Dipl. Min. T. Sachtleben während der Meßkampagne im Sommer 1973 auf Island geleistet haben. In unser aller Namen darf ich den gastfreundlichen und hilfsbereiten Isländern, besonders aber der Bevölkerung im Axarfjördur und im Reydarfjördur, danken.

In Reykjavik habe ich zu danken dem Nationalen Isländischen Forschungsrat für die Erlaubnis zur Durchführung der Meßkampagne 1973, Herrn Prof. Dr. G. Palmasson und Herrn Dr. K. Saemundsson von der Nationalen Isländischen Energiebehörde und Herrn Dr. T. Sigurgeirsson und Herrn Dr. L. Kristjansson vom Science Institute der Universität Reykjavik für klärende Gespräche.

Besonders herzlich sei Herrn Dr. L. Kristjansson gedankt, der durch seine Anwesenheit an unserem Institut als Humboldt-Stipendiat im Frühjahr 1976 die Island-Diskussion wesentlich belebt hat.

Nochmals danken möchte ich Herrn Dr. C. Schweitzer für seine anregenden und freundschaftlichen Gespräche und Ratschläge insbesondere bei den Untersuchungen zum Gesteinsmagnetismus. Mein Dank gilt ebenfalls Herrn Dr. N. Petersen, Dr. A. Schult, Dr. J. Pohl von der Arbeitsgruppe Gesteinsmagnetismus und Herrn Dr. G. Schönharting für hilfreiche Anregungen.

Herr Dr. U. Kramm vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln hat die Analysen mit der Mikrosonde gemacht; weiterhin konnte ich mit ihm gemeinsam die erzmikroskopischen Untersuchungen durchführen. Für seine erfahrene Hilfe möchte ich ihm herzlich danken.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die Finanzierung der Meßkampagne 1973 auf Island sehr verbunden. Dankbar bin ich außerdem für ein Promotions-Stipendium (nach dem Graduierten-Förderungsgesetz), das während 2.5 Jahren eine finanziell sorglose Bearbeitung der Island-Messungen ermöglichte. Und nicht zuletzt möchte ich dankend erwähnen, daß die notwendige EDV der Feldmessungen am Leibniz-Rechenzentrum in München kostenlos durchgeführt werden konnte.

Lebenslauf

Am 26. August 1944 wurde ich, Helmut Felix Ferdinand Becker, als erster Sohn des Majors Hellmut Becker und seiner Frau Kristl, geb. Weissshuhn, in Trautenau geboren. Nach der Übersiedelung nach Oldenburg i.O. besuchte ich dort 1951 die Volksschule. 1954 kam ich auf das Realgymnasium in Starnberg, das ich 1963 mit dem Abitur verließ. Anschließend diente ich zwei Jahre in einem Artillerie Führungs- und Aufklärungsbataillon und wurde im Juli 1965 zum Leutnant ernannt.

Im Winter 1965 begann ich an der Ludwig-Maximilians-Universität München Physik und Geowissenschaften zu studieren. Im Juli 1968 legte ich die Vordiplom-Prüfung in Geophysik ab und im September 1971 erhielt ich das Diplom in Geophysik mit einer Arbeit über Feldmagnetik in Island. Seither bin ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München tätig. Im Sommer 1973 konnte ich eine weitere Meßfahrt nach Island organisieren und durchführen, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurde. Ein Promotions-Stipendium ermöglichte mir die Anfertigung vorliegender Dissertation über die Auswertung dieser Island-Messungen.

Seit dem Sommer 1973 studiere ich an der Universität München Archäologie. Ich nahm an zahlreichen Ausgrabungen in Spanien, Iraq und der Türkei teil und hatte dabei die Gelegenheit, Testmessungen zur archäologischen Prospektion durchzuführen. Daraus resultierte ein Forschungsvorhaben über die Anwendung geeigneter Methoden der Geophysik in der Archäologie, das seit Beginn des Jahres 1977 von der Stiftung Volkswagenwerk mit dem Aufbau eines Labors für "Archäo-Prospektion und Archäomagnetismus" gefördert wird.

Im Mai 1970 heiratete ich Andrea Bannaski und erfreue mich inzwischen zweier munterer Töchter.

